

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР

Г Е О Л О Г И Я
С С С Р



Главный редактор
А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1964

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР
ГЛАВГЕОЛОГИЯ РСФСР

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XIII

БАШКИРСКАЯ АССР
И ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редактор *Д. Г. Ожиганов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА“
МОСКВА 1964

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»**

- | | |
|---|---|
| АЛИ-ЗАДЕ А. А. | МАШРЫКОВ К. К. |
| АССОВСКИЙ А. Н. | МИРЛИН Т. А. |
| БАРАТОВ Р. Б. | МИРЧИНК М. Ф. |
| БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
(зам. главного редактора) | МУРАТОВ М. В. |
| БЕЛОУСОВ В. В. | НАЛИВКИН Д. В. |
| БОГДАНОВ А. А. | ОРВИКУ К. К. |
| ГОРСКИЙ И. И. | ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора) |
| ДВАЛИ М. Ф. | ПОПОВ В. С. |
| ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С. | САТПАЕВ К. И. |
| ЕРШОВ А. Д. | СЕМЕНЕНКО Н. П. |
| ЕСЕНОВ Ш. Е. | СЕМЕНОВ А. И. |
| КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С. | СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор) |
| КОСОВ Б. М. | СМИРНОВ В. И. |
| КУЗНЕЦОВ Ю. А. | СПРИНГИС К. Я. |
| ЛУКАШОВ К. И. | ТРОФИМУК А. А. |
| МАГАКБЯН И. Г. | ХАМРАБАЕВ И. Х. |
| МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора) | ШАТАЛОВ Е. Т. |
| МАЛЫШЕВ И. И. | ЩЕРБАКОВ Д. И. |
| МАРИНОВ Н. А. | ЯНШИН А. Л. |
| МАРКОВ Ф. Г. | ЯРМОЛЮК Б. А. |
| МАРКОВСКИЙ А. П. | |

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XIII ТОМА

- | | |
|---------------------------|------------------------|
| АССОВСКИЙ А. Н., | ПЕЙВЕ А. В., |
| МАЛИНОВСКИЙ Ф. М., | ОЖИГАНОВ Д. Г., |
| МАРИНОВ Н. А., | ЯНШИН А. Л. |



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



ВВЕДЕНИЕ

В состав Башкирской АССР и Оренбургской области входят восточная часть Русской равнины, горная область Южного Урала и южная часть равнинного Зауралья.

Геологическое строение Башкирской АССР и Оренбургской области отличается большой сложностью и неоднородностью. Это главным образом объясняется тем, что развитие земной коры данной площади в течение докембрия и палеозоя происходило в регионах с различными геотектоническими условиями.

В данной работе подведены итоги геологической изученности территории Башкирской АССР и Оренбургской области. В дореволюционный период эта территория была изучена слабо. Маршрутными исследованиями и мелкомасштабной геологической съемкой были охвачены только отдельные небольшие площади. Результаты этих работ в основном представляют только исторический интерес. За советский период вся рассматриваемая территория была покрыта геологической съемкой. Большие геофизические работы проведены в нефтеносных районах и в границах медноколчеданных и других месторождений восточного и западного склонов Южного Урала. С целью разрешения тех или иных вопросов геологического строения на площади Башкирской АССР и Оренбургской области в указанный период были выполнены различные тематические исследования. Авторы и редактор предлагаемого труда старались по возможности наиболее полно использовать и обобщить результаты отмеченных выше работ по состоянию на конец 1961 г. При составлении и редактировании статей учтены важнейшие достижения и более позднего времени, до начала 1963 г. включительно.

Несмотря на большой объем проведенных исследований, многие вопросы стратиграфии, вулканизма и тектоники описываемой территории являются спорными. Авторы и редактор считали своим долгом отразить в статьях главнейшие взгляды, высказанные исследователями по указанным вопросам.

Первая часть XIII тома составлена коллективом геологов Башкирского геологического управления, Оренбургского геологического управления, треста «Аэрогеология», Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ), Геологического института АН СССР, Горногеологического института Башкирского филиала АН СССР, Уфимского научно-исследовательского нефтяного института (УФНИИ), Всесоюзного нефтяного геологоразведочного института (ВНИГРИ), Башкирского,

Ленинградского и Московского государственных университетов под редакцией доктора геолого-минералогических наук Д. Г. Ожиганова.

Авторами являются геологи: А. А. Богданов, Г. В. Вахрушев, Н. П. Вербицкая, А. Я. Виссарионова, В. А. Горяинов, К. И. Дворцова, А. И. Иванов, Б. М. Келлер, А. В. Клочихин, Н. М. Кочеткова, В. Н. Краснова, С. Н. Краузе, И. К. Кудряшов, Л. С. Либрович, Б. К. Львов, А. Н. Мазарович, З. А. Малютина, М. Ф. Микрюков, В. Д. Наливкин, О. А. Нестоянова, Д. Г. Ожиганов, А. Е. Окиншевич, И. В. Орлов, А. А. Петренко, Л. Н. Розанов, В. С. Рудник, Б. Е. Руженцов, Н. А. Румянцева, В. М. Сергиевский, Д. Л. Степанов, В. Н. Тихий, К. Р. Тимергазин, А. П. Тяжева, В. А. Фролов, Т. И. Фролова, А. В. Хабаков, Ф. М. Хатьянов, М. Ф. Хисматов, Д. Ф. Шамов, В. С. Шарфман, М. А. Юнусов, А. Л. Яншин, В. Л. Яхимович и Н. Н. Яхимович.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Начало изучения геологии и полезных ископаемых территории Южного Урала и Приуралья в пределах Башкирской АССР и Оренбургской области относится еще к XVIII столетию. В истории геологического изучения этой территории можно выделить пять основных этапов.

Первый этап охватывает период от середины XVIII до середины XIX века. Это этап отдельных экспедиций и маршрутных исследований, при которых были получены первые краткие и отрывочные сведения о горных породах, минералах и полезных ископаемых (руды, каменная соль, нефть и др.) рассматриваемой территории, об условиях их залегания, о встречающихся в породах окаменелостях и т. п. Сюда относятся исследования П. Рычкова, академические естественноисторические экспедиции И. Лепехина, П. Палласа, И. Фалька, рудоискательные, минералого-геогностические и географические экспедиции Б. Германа, Е. Эверсмана, Е. Г. Гофмана, Г. Гельмерсена, Г. Щуровского, Г. Розе и др.

Ко второму этапу относятся середина и большая часть второй половины XIX столетия. Этот период характеризуется дальнейшим развитием систематических маршрутных исследований, которые сопровождались уже широкими обобщениями и составлением первых обзорных геологических карт Южного Урала и Приуралья. В частности, к этому этапу относятся исследования Р. Мурчисона, которые не только внесли новые данные в познание геологии рассматриваемой нами территории, но дали и первый большой синтез всех прежних данных, которые были собраны русскими исследователями, оставшимися, к сожалению, в большинстве неизвестными. К этому же периоду относятся исследования Меглицкого и Антипова, охватившие большую территорию на Южном Урале, а также исследования А. Карпинского на западном и отчасти на восточном склонах Южного Урала. А. Карпинский внес немалый вклад в познание верхнего палеозоя, докембрия, кембрия, силура, девона, карбона и перми, а также юрских, меловых, третичных и четвертичных отложений Южного Урала.

Работы Мурчисона, Ковалева, Пешель, Барбот де Марни содержат нередко существенные данные о различных рудных (железо, медь, хромит и др.) и нерудных (каменная соль, горючие сланцы, яшмы и др.) ископаемых описываемой территории. Интересно отметить, что к этому периоду относится и первое заключение о возможной нефтеносности Южного Приуралья (Г. Романовский).

К третьему этапу в истории геологического изучения территории Башкирской АССР и Оренбургской области относятся исследования, производившиеся в конце XIX и начале XX столетия, т. е. ко времени развертывания планомерных десятиверстных геологических съемок. Эти исследования и составленные в результате их сводные геологические описания и геологические карты обширных территорий дали богатые материалы по геологии Южного Урала и Приуралья, которые легли в основу дальнейших изучений.

Особенно много было сделано за этот период в отношении изучения состава, стратиграфии и фауны девонских и каменноугольных отложений обоих склонов Урала (Ф. Чернышев, А. Карпинский, Ф. Левинсон-Лессинг, Н. Богатырев, А. Штукенберг, М. Янишевский, А. Краснопольский, Л. Конюшевский, Э. Перна и др.), пермских отложений Приуралья (А. Карпинский, Ф. Чернышев, А. Нечаев, П. Осков, С. Никитин, М. Ноинский и др.) и юрских, меловых и палеоген-неогеновых отложений Южного Приуралья и Восточного Зауралья (Ф. Чернышев, С. Никитин, Д. Соколов, А. Нечаев, А. Карпинский, А. Штукенберг, А. Архангельский, Н. Высоцкий, С. Неуструев, А. Розанов, А. Замятин, Н. Тихонович и др.). Существенно новые данные были получены и по вопросам вулканизма и тектоники Южного Урала (А. Карпинский, Ф. Чернышев, Ф. Левинсон-Лессинг и др.) и его геоморфологии (А. Карпинский, Ф. Чернышев, С. Неуструев, И. Крашенинников и др.). Вместе с тем следует отметить, что господствовавшее в это время под влиянием идей Ф. Чернышева мнение об отсутствии на Южном Урале выходов докембрийских и нижнепалеозойских отложений сыграло отрицательную роль в отношении правильного понимания общей структуры и геологической истории Южного Урала. По этой же причине изучение состава и стратиграфии древнейших толщ Южного Урала за этот период значительно отстало по сравнению с изучением более молодых образований.

В результате развития за рассматриваемый период планомерных десятиверстных геологических съемок на обширных территориях были получены новые данные и по полезным ископаемым (железо, медь, золото, марганец, каменная соль, ископаемые угли, горючие сланцы, магнезит, фосфорит и др.). Однако специальные исследования по геологическому изучению рудоносных районов начали производиться лишь в конце рассматриваемого периода. Среди последних наибольшее значение имеют исследования в железорудных и золотоносных районах Южного Урала, произведенные А. Краснопольским, Л. Конюшевским, Н. Высоцким, А. Заварицким, В. Вознесенским и др. Высказывалось также предположение и о возможной нефтеносности Башкирского Приуралья Ф. Кандыкиным, но частные поиски, ограничивающиеся только мелким бурением, не могли дать определенного ответа о наличии жидкой нефти.

Следующие два этапа — четвертый и пятый — соответствуют советскому периоду в изучении геологии и минеральных богатств территории Башкирской АССР и Оренбургской области. К этому периоду, характеризующемуся широким развитием геологосъемочных, геологопоисковых, разведочных и тематических (стратиграфических, петрологических, литологических и др.) работ, относится большое число исследований, результаты которых и являются основой наших современных знаний по геологии и полезным ископаемым описываемой территории. В проведении этих работ принимало участие большое число геологов из различных учреждений, организаций и промышленных предприятий.

Четвертый период — довоенный — характеризуется развитием геологосъемочных работ, приведших к накоплению новых данных по важнейшим вопросам геологии минеральных богатств этой территории.

В рассматриваемом этапе был впервые широко поставлен и в значительной мере освещен вопрос о составе и стратиграфии древнейших (докембрийских и нижнепалеозойских) толщ Южного Урала, в частности метаморфической толщи хр. Урал-Тау (Н. Дингельштедт, Л. Либрович, К. Львов, Г. Кириченко, Д. Ожиганов и др.), «древних свит» горной области Башкирского Урала (О. Горяинова и Э. Фалькова,

К. Львов, А. Олли, М. Гарань, А. Иванов, А. Блохин и др.), метаморфических свит восточного склона Южного Урала (А. Петренко, А. Хабаков, Г. Водорезов, К. Дворцова и др.), и подверглись критическому обсуждению спорные вопросы о возрасте и соотношениях этих толщ (теми же исследователями), затронута проблема условий образования древних свит (Д. Наливкин, А. Олли, Д. Ожиганов и др.). Было впервые доказано присутствие на Южном Урале кембрийских отложений (Н. Разумовский, Е. Разумовская, А. Хабаков, Е. Воинова, Е. Лермонтова и др.) и широкое развитие силурийских отложений (Д. Наливкин, Н. Дингельштедт, Л. Либрович, Н. Разумовский, А. Хабаков, В. Павлинов, Р. Квятковский, К. Львов, Д. Ожиганов, А. Блохин, В. Аверьянов, Л. Константинова и др.). Широкому изучению подверглись за рассматриваемый период девонские отложения обоих склонов Южного Урала и отчасти Приуралья. В частности, много новых данных было получено по девону западного и восточного склонов Южного Урала (Д. Наливкин, Л. Либрович, К. Львов, В. Коптев-Дворников, А. Олли, Р. Квятковский, Д. Ожиганов, А. Блохин, А. Белоусов, В. Павлинов, В. Крестовников, Г. Теодорович, Н. Страхов, Б. Марковский, Б. Наливкин, Е. Сошкина, Н. Разумовский, А. Наливкина и др.).

Большое число исследований было посвящено изучению состава, стратиграфии и возраста каменноугольных отложений западного и восточного склонов Южного Урала (Д. Наливкин, Н. Тихвинская, С. Осипов, В. Крестовников, Д. Яковлев, Л. Либрович, Д. Степанов, Д. Раузер-Черноусова, Г. Теодорович, С. Семихатова, А. Загебарт, Г. Вахрушев, В. Руженцев, А. Блохин, В. Павлинов, А. Крылова, И. Хворова, А. Тяжева, А. Петренко и Л. Кипарисова, А. Олли, М. Шмидт, В. Наливкин, Г. Дмитриев, Б. Келлер, А. Хабаков и др.). Достигнуты также успехи в изучении карбона Приуралья (Д. Раузер-Черноусова, Д. Степанов, М. Толстихина, К. Тимергазин, В. Балаев, А. Виссарионова, И. Корженевский, Д. Шамов и др.). Весьма много было сделано и по изучению, выделению и уточнению возраста пермских отложений западного склона Урала и Приуралья (М. Ноинский, Н. Герасимов, Е. Тихвинская, Е. Ларионова, В. Чердынцев, А. Миртова, А. Мазарович, А. Блохин, А. Хабаков, М. Толстихина, А. Никифорова, К. Тимергазин, А. Богданов, В. Руженцев, А. Виссарионов, И. Ефремова, А. Трофимук, Д. Ожиганов, В. Сулин и А. Варов, М. Мартьев и др.).

Были произведены палеонтологические описания и анализы фауны кембрия (М. Лермонтова и др.), силура (В. Вебер, Д. Наливкин, В. Аверьянов, А. Лесникова и др.), девона (Д. Наливкин, В. Вебер, Е. Сошкина, А. Наливкина, В. Аргамакова, Б. Марковский, Э. Бульванкер и др.), карбона (Д. Раузер-Черноусова, Л. Либрович, В. Руженцев, С. Семихатова, Д. Степанов, А. Виссарионова, В. Балаев, В. Махаев и др.) и перми (Д. Раузер-Черноусова, Е. Воинова, В. Руженцев, С. Максимова, И. Ефремова, А. Никифорова, М. Шульга-Нестеренко и др.).

В рассматриваемом периоде было впервые начато широкое изучение мезозойских и кайнозойских отложений, которое привело к первому выделению в Башкирии и Оренбургской области триасовых отложений и изучению их состава и стратиграфии (Г. Вахрушев, М. Залесский, А. Мазарович, А. Яншин, А. Криштофович, В. Принада, Е. Ефремов, А. Богданов, П. Климов и др.), а также накоплению новых данных по стратиграфии, литологии, угленосности и рудоносности юрских, меловых и палеоген-неогеновых морских и континентальных отложений (Г. Вахрушев, Г. Бокий, О. Смирнова, П. Безруков и А. Яншин, А. Мазарович, Б. Селивановский, Б. Наливкин, А. Хабаков, О. Ожиганова, А. Тяжева, А. Криштофович, П. Климов, Б. Крогов, А. Пет-

ренко, Н. Николаев и др.) и по составу и характеру четвертичных отложений (Г. Вахрушев, А. Мазарович, М. Толстихина, Л. Либрович, Н. Преображенский, К. Никифоров, Л. Юшко и др.). Существенные новые материалы по отдельным районам и важные обобщения и сводки были даны и по вопросам геоморфологии Южного Урала и Приуралья (С. Неуструев, А. Борзов, И. Крашенинников, А. Григорьев, А. Мазарович, А. Соловьев, Л. Либрович, А. Хабаков, В. Павлинов, Н. Преображенский, К. Никифоров и др.).

Немалые достижения были получены по вопросам геологии и петрографии интрузивных и эффузивных магматических образований, по общей истории и последовательности магматических процессов на Южном Урале и выделению его главнейших вулканических циклов (А. Заварицкий, Н. Высоцкий, Л. Либрович, Н. Дингельштедт, В. Сергиевский, В. Коптев-Дворников, Е. Доброхотова, Г. Соколов, А. Иванов, Ф. Ковалев, Д. Ожиганов, Ф. Рукавишников, А. Хабаков, К. Дворцова, Г. Водорезов и др.). По тектонике рассматриваемой территории были даны как описания отдельных районов, так и первые общие схемы зонального деления обширных областей Южного Урала и Приуралья по структурно-фациальным их особенностям (Л. Либрович, Н. Дингельштедт, О. Горяинова и Э. Фалькова, В. Носаль, Ю. Пригула и А. Трофимук, В. Коптев-Дворников, Н. Дорофеев и В. Рябинин, К. Львов, В. Павлинов, А. Хабаков, А. Блохин, Д. Ожиганов, А. Петренко, Г. Кириченко, К. Дворцова и др.). Указанные схемы структурно-зонального деления Южного Урала были положены затем в основу и при разработке сводной схемы тектоники всего Урала (И. Горский).

Среди главнейших достижений в области открытия и изучения минеральных богатств территории следует отметить первое установление промышленной нефтеносности Башкирского и Оренбургского Приуралья, в частности открытие главнейших нефтяных месторождений Предуральской впадины (Ишимбай) и восточной окраины Русской платформы (Туймазы, Бугуруслан), а также усиление изучения и поисков других горючих ископаемых (ископаемые угли, горючие сланцы).

К этому же этапу относится открытие и начало изучения ряда месторождений важнейших рудных ископаемых.

Среди нерудных ископаемых были впервые открыты нижнепермские пластовые фосфориты, месторождения каменной соли Ишимбаевского, Стерлибашевского, Каировского, Красноярского и Бугурусланского районов, кровельных сланцев в районе верхнего течения р. Белой и др.

Последний, пятый этап в геологическом изучении территории Башкирской АССР и Оренбургской области начинается с 1941 г. и охватывает годы Великой Отечественной войны и послевоенный период. Этот этап характеризуется в целом двумя основными особенностями: с одной стороны, для него характерно проведение ряда детальных исследований, которые позволили значительно уточнить и расширить наши знания по геологии и полезным ископаемым описываемой территории; с другой стороны, в этом этапе происходит подведение итогов прежних исследований, составляются различные сводные карты (геологические, тектонические, геоморфологические и др.) и начинается разработка новых широких обобщений по основным геологическим проблемам и специальным вопросам, связанным с перспективами расширения минерально-сырьевой базы Южного Урала и Приуралья. Поскольку настоящий период еще не закончен, мы остановимся кратко на основных его достижениях.

По вопросам, связанным с древнейшими толщами Южного Урала, были даны крупные сводки по древним свитам горной части Башкир-

ского Урала (О. Горяинова, Э. Фалькова, А. Иванов, К. Львов, А. Олли, М. Гарань, Н. Шатский, Б. Келлер и др.) и произведены исследования условий образования этих свит.

Были проведены также исследования и даны сводки по геологии и петрографии метаморфической толщи хр. Урал-Тау (Д. Ожиганов, А. Иванов, В. Кривонос, Д. Криницкий и др.) и метаморфических свит восточного склона Южного Урала (А. Петренко, К. Дворцова и др.). Подверглись уточнению и дополнению сведения об осадочных и эффузивных толщах ордовика и силура западного и восточного склонов Южного Урала (Д. Ожиганов, К. Львов, О. Нестоянова, В. Сергиевский, К. Дворцова, Б. Садрисламов, М. Биков, Я. Вецлер, В. Шарфман, С. Краузе, В. Кривонос, А. Ключихин, И. Ленных и др.), а также даны первые подробные характеристики (по данным глубокого бурения) девона нефтеносной области Приуралья (М. Микрюков, К. Тимергазин, В. Тихий, К. Чепиков, С. Саркисян и Г. Теодорович и др.).

Важные новые данные и обобщения получены и по составу стратиграфии, литологии и палеонтологии верхнего палеозоя, в частности по карбону обоих склонов Южного Урала (В. Руженцев, Б. Келлер, В. Крестовников, Д. Степанов, Г. Теодорович, С. Семихатова, Д. Раузер-Черноусова, Л. Либрович, В. Наливкин, А. Петренко, С. Розовская, Н. Чернышева, Л. Гроздилова, С. Домрачева, Г. Смирнов, О. Эйно, О. Липина и др.) и Приуралья (В. Балаев, А. Виссарионова, В. Тихий и др.), а также перми западного склона Южного Урала и Приуралья (В. Руженцев, Н. Страхов, А. Богданов, Д. Раузер-Черноусова, Г. Теодорович, Д. Степанов, В. Наливкин, М. Куликов, С. Максимова, А. Виссарионова, Б. Красильников, О. Липина и др.).

Значительно расширены и отчасти сведены данные по составу стратиграфии и флоре мезозойских и третичных отложений Приуралья и Зауралья (А. Яншин, Г. Леонов, И. Орлов, Н. Башенина, Л. Лунгерсгаузен, И. Гинсбург, А. Криштофович, В. Принада, М. Брик, М. Узнадзе-Дгебуадзе, В. Красильников, Б. Вьюшков, Е. Бойцова и др.), а также по четвертичным отложениям и геоморфологии Южного Урала и Приуралья (Н. Преображенский, В. Яхимович, Г. Вахрушев, В. Горяинов, И. Орлов, Н. Башенина, Г. Лунгерсгаузен, К. Никифоров, Н. Николаев, А. Колоколов, Е. Бойцова, Н. Бэр и др.).

Дальнейшей разработке подвергались вопросы вулканизма Южного Урала и связанной с ними металлогении (О. Нестоянова, Н. Херасков, Ф. Ковалев, В. Заварицкий, В. Коптев-Дворников, Г. Рудник, В. Сергиевский, Д. Ожиганов, А. Иванов).

Существенно новые данные и обобщения для значительных территорий и отдельных районов получены и по тектонике Южного Урала и Приуралья (А. Богданов, Н. Шатский, О. Горяинова, Э. Фалькова, А. Иванов, Л. Либрович, О. Нестоянова, Н. Херасков, Б. Келлер, А. Петренко, Д. Ожиганов, Л. Розанов, В. Наливкин, А. Трофимук, В. Балаев, Г. Смирнов, И. Корин, В. Елисеев, А. Олли и др.).

В отношении месторождений полезных ископаемых следует отметить открытие в этот период в платформенной части описываемой территории в девонских отложениях Шкаповского и в каменноугольных — Арланского месторождений нефти. В Предуральском прогибе в пермских рифах установлены в ряде пунктов новые нефтяные залежи (Маячное, Кинзебулатовское, Кунакбаевское, Канчуринское и др.). В течение этого этапа производится дальнейшее изучение и разведка в Южно-Уральском угленосном бассейне. Были расширены и уточнены перспективы Зигазино-Комаровского железорудного месторождения в горной части Башкирского Урала, Халиловского железорудного

месторождения, марганцевых месторождений обоих склонов Урала, колчеданных золото-медных и полиметаллических месторождений разных районов Южного Урала, а также месторождений различных нерудных ископаемых.

Для этого же этапа характерно развертывание больших сводных работ по главнейшим промышленным районам Башкирии и Оренбургской области, в частности по нефтеносной области Приуралья, Южно-Приуральскому угольному бассейну, железорудному району Горной Башкирии, зеленокаменной колчеданной полосе восточного склона, бокситоносному району западного склона и т. д.

Из приведенного выше краткого обзора исследований видно, что многие важнейшие проблемы геологического строения и минеральных богатств этой территории к настоящему времени уже подверглись значительной, а по некоторым вопросам и углубленной разработке, которая уже привела к ряду крупных теоретических и практических достижений. Эти результаты позволяют наметить и дальнейшие задачи геологического изучения рассматриваемой территории.

В отношении метаморфических толщ центральной полосы Южного Урала (хр. Урал-Тау) необходимо дальнейшее более детальное петрографическое изучение этих толщ, корреляция их вдоль всей центральной полосы Южного Урала; выяснение соотношений с древними свитами западного склона последнего, уточнение их возраста и выяснение деталей в закономерности распределения различных полезных ископаемых этой зоны. Дальнейшими задачами в области изучения древних свит западного и древних метаморфических толщ восточного склонов Южного Урала являются детализация их стратиграфии и литологии в отдельных районах, более подробное фациально-литологическое изучение пород различных свит, уточнение их возраста, детальное изучение рудоносных толщ, выяснение соотношений древних свит обоих склонов с метаморфическими толщами Урал-Тау и с фаунистически охарактеризованным палеозоем.

При продолжении изучения палеозойских отложений основные задачи сводятся к уточнению и корреляции различных разрезов, расширению фациально-литологического анализа разных толщ и горизонтов, выяснению возраста и характера вулканогенных толщ и их взаимоотношений, продолжению изучения характера и распространения рудоносности, нефтеносности, битуминозности и других признаков полезных ископаемых в разных слоях, специальному изучению некоторых толщ и горизонтов, как, например, орловского бокситоносного горизонта, вулканогенных толщ, вмещающих колчеданные месторождения, и т. п.

Дальнейшими задачами в изучении мезозойских и кайнозойских отложений являются: детальное расчленение континентальных отложений с выделением различных образований мезозоя и кайнозоя, специальное изучение образований коры выветривания разного типа и возраста, уточнение границ и распространения разрезов морских отложений и их соотношений с континентальными, установление связи распространения и фациальных особенностей тех и других отложений с характером палеозойского субстрата, установление геологических закономерностей распределения различных полезных ископаемых.

Задачами палеонтологических исследований является как определение и монографическая обработка главнейших уже имеющихся коллекций, так и специальные сборы и обработка новых материалов для установления возраста содержащих фауну или флору отложений, определение связи разных фаун и флор с различными фациальными типами осадков, выделения руководящих форм и пр.

По вопросам палеогеографии и геологической истории разных районов территории Башкирской АССР и Оренбургской области имеется уже значительное количество данных, но специальной серьезной разработке вопросы палеогеографии всей этой территории в целом еще не подвергались. Освещение таких вопросов является одной из существенных задач дальнейших исследований.

В области изучения магматической деятельности рассматриваемой территории основными задачами являются: более детальное сравнительное петрологическое изучение магматических образований разных районов Башкирии и Оренбургской области, выяснение характера вулканических процессов и генетическая классификация эффузивных и интрузивных образований, уточнение времени и особенностей различных фаз вулканизма, выяснение связи проявлений магматической деятельности с тектоническими движениями и структурами, изучение геохимии различных магматических образований, специальное освещение их металлогении и закономерностей образования связанных с этими образованиями нерудных ископаемых и пр.

Основными задачами дальнейшего изучения тектоники территории Башкирской АССР и Оренбургской области являются: проверка уже существующих структурных схем для главных регионов, дальнейшая разработка основ и методики структурного районирования последних и всей территории в целом, выяснение общей картины тектоники Южного Урала и Приуралья, уточнение тектоники отдельных районов, особенно районов распространения важнейших полезных ископаемых.

Необходимо также дальнейшее геоморфологическое изучение всей рассматриваемой территории, в пределах которой наименее изученными являются ее северные и западные окраины. Это важно как для освещения истории формирования рельефа, так и для выявления закономерностей распределения целого ряда полезных ископаемых (различных руд осадочного происхождения, россыпей благородных металлов, бурых углей и др.) и для решения вопросов, связанных с производством различных строительных, дорожных и гидротехнических работ.

Решение всех указанных задач геологического изучения описываемой территории должно осуществляться как путем завершения геологических съемок различных масштабов, так и путем постановки различных тематических исследований, а также составления сводных геологических, тектонических, геоморфологических карт и соответствующих сводных описаний.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Башкирская АССР и Оренбургская область расположены на Южном Урале и прилегающих к нему предгорных равнинах Предуралья и Зауралья. Большая часть занимаемой площади входит в Европейскую часть СССР, лишь небольшая узкая полоса Зауралья — в Азиатскую. Общая площадь поверхности составляет 267,5 тыс. км², в том числе на долю Башкирской АССР приходится 143,6 тыс. км², а Оренбургская область занимает 123,9 тыс. км². Северная часть указанной площади занята Башкирской АССР, а южная — Оренбургской областью.

Территория граничит на севере с Пермской и Свердловской областями, на северо-западе с Удмуртской АССР, на востоке с Челябинской областью, на юго-востоке и юге с Казахской ССР, на западе с Куйбышевской областью и Татарской АССР. Вне пределов указанных административных границ находится часть Южного Урала, тяготеющая к ж.-д. магистрали Уфа—Челябинск между городами Аша—Миасс.

Башкирская АССР и Оренбургская область (рис. 1) расположены в трех ландшафтных зонах — лесной, лесостепной и степной. Занимаемая ими территория характеризуется весьма сложными физико-географическими условиями. Разнообразие и контрасты ландшафтов обусловлены чрезвычайно сложным характером геологического строения, рельефа, климата, почвы и растительности.

ОРОГРАФИЯ

Устройство поверхности территории Башкирской АССР и Оренбургской области весьма сложное.

В формировании общего орографического облика этой территории основную роль сыграли три фактора: особенности тектоники, свойства горных пород и климата. В характере формирования поверхности находят свое прямое отражение крупные геоструктуры земной коры. Эти структуры имеют субмеридиональное простираение, соответственно которому расположены низкогорный Южный Урал, возвышенно-равнинное Южное Предуралье и равнинное Южное Зауралье.

Южный Урал. Южный Урал расположен в восточной половине описываемой территории. В границах Башкирской АССР и Оренбургской области он вытянут с севера на юг более чем на 400 км и разделяет южные части Русской равнины и Западно-Сибирской низменности. На широте г. Стерлитамака его ширина достигает 150 км. Он выступает как водораздел между бассейнами рек Каспийского моря и Ледовитого океана.

Скалистые хребты и гряды Южного Урала разделены между собой обширными понижениями, продольными и поперечными долинами, что обуславливает решетчатый характер строения долинной сети. Развитие участков долин, заложенных вкрест простираения геологических структур, объясняется приуроченностью этих участков к местам тектонических нарушений, погружениям осей складок, а также карстом и про-

чими причинами (Башенина, 1948; Герасимов, 1948 и др.). В участках прорыва горных массивов долины резко сужены и имеют высокие скалистые склоны.

Характерной чертой рельефа Южного Урала является ярусность его и развитие денудационных поверхностей. На склонах наиболее

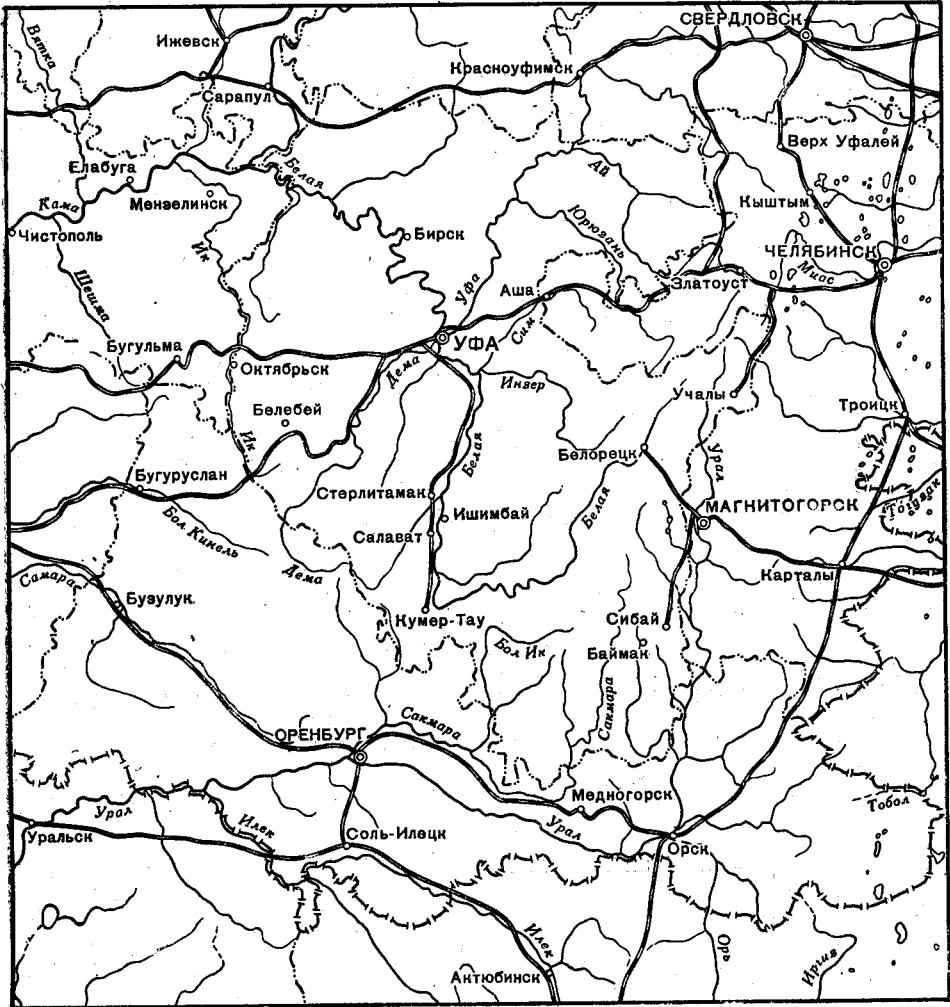


Рис. 1. Обзорная административная карта Башкирской АССР и Оренбургской области

высоких вершин развиты террасы гольцовой денудации, а местами сохранились следы древнего оледенения (Каменский, 1957).

В орографической структуре Южного Урала выделяются: хр. Урал-Тау, восточная зона западного склона, окраинная зона западного склона, Зилаирское плато и восточный склон (рис. 2).

Хребет Урал-Тау соответствует антиклинорию Урал-Тау. Он вытянут непрерывной грядой по всему Южному Уралу и является его главным водоразделом. Южнее широты гор Крака хребет имеет меридиональное простирание, а севернее — север-северо-восточное. Абсолютные высоты Урал-Тау превышают 1000 м. Хребет имеет асим-

метричное строение: западный склон более пологий и длинный, а восточный — крутой. Осевая линия хребта смещена к востоку. Современная водораздельная линия соответствует полосе наиболее стойких против денудации пород — кварцитовых сланцев. От этой полосы начи-

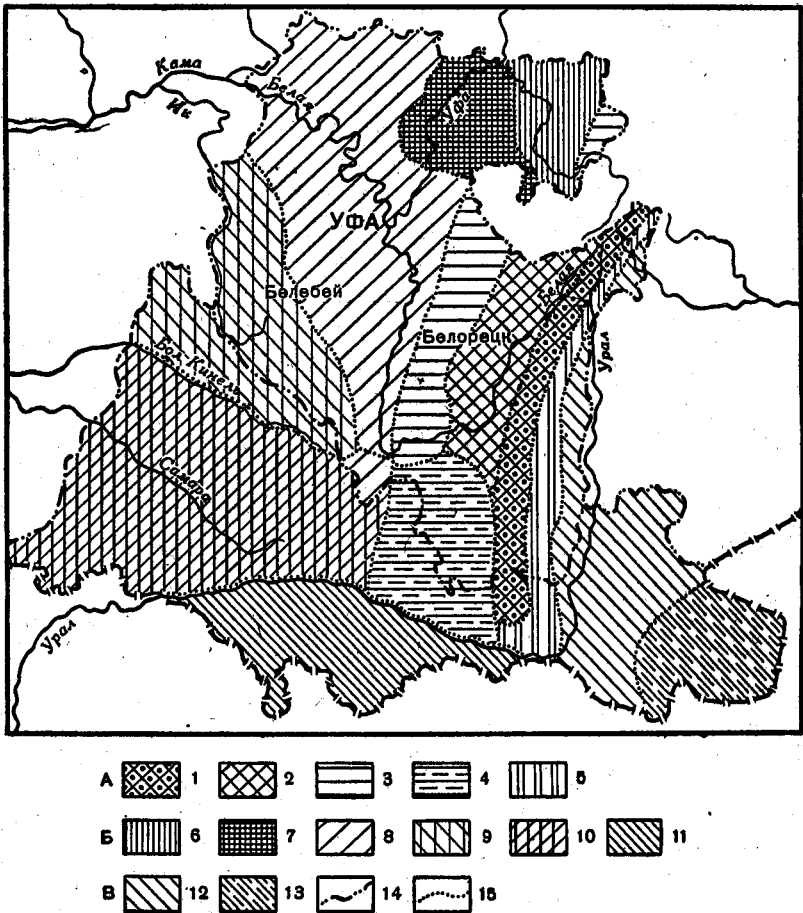


Рис. 2. Схема орографических районов Башкирской АССР и Оренбургской области

1 — хр. Урал-Тау; 2 — восточная зона западного склона; 3 — окранный район западного склона; 4 — Зиландрское плато; 5 — восточный склон; 6 — Юрюзано-Айская равнина; 7 — Уфимское плато; 8 — Прибельская равнина; 9 — Бугульминско-Белебеевская возвышенность; 10 — Общий Сырт; 11 — Ветляйские «горы»; 12 — Зауральская равнина; 13 — Тургайское плато; 14 — границы областей; 15 — границы орографических районов

наются реки, стекающие с Урал-Тау к востоку и западу. Верховья речных долин, расположенных на склонах Урал-Тау, представляют собой обширные плоскодонные заболоченные ложбины, покрытые лесами. С удалением от линии водораздела глубина долин возрастает.

Восточная зона западного склона Южного Урала является наиболее возвышенной. Она включает в себя хребты и горные массивы, расположенные в пределах Башкирского (Ямантауского) поднятия. Зона представляет собой сложно построенную горную область, состоящую из большого числа параллельно вытянутых низкогорных хребтов и отдельных массивов, ориентированных частью меридионально,

частью широтно. Наиболее крупными хребтами зоны являются: Яман-Тау (1638 м), Иремель (1584 м), Зигальга (1426 м), Уварей (1392 м), Нары (1320 м), Бакты (1315 м), Машак (1308 м), Большой Шатак (1270 м), Крака (1009 м) и др. Гора Яман-Тау является самой высокой вершиной Южного Урала. В горном узле Иремель — Яман-Тау находятся истоки крупнейших рек Башкирской АССР — Белой, Инзера и Юрюзани. Горы этой зоны сложены породами, стойкими против выветривания. Преобладающим типом рельефа является среднегорный.

Окраинная зона западного склона Южного Урала включает хребты и гряды, расположенные западнее восточной зоны, по соседству с Предуральской депрессией. В тектоническом отношении эта зона отвечает полосе линейных складчатых структур западного склона. Горы вытянуты, как правило, параллельно друг другу и разделяются межгорными депрессиями, соответствующими синклиналям. Горные хребты обычно не превышают 1000 м абсолютной высоты. К западу, в сторону Предуралья, расположены более низкие, сравнительно узкие гряды высотой 500—600 м. Таковы гряды Улу-Тау, Ламьян, Биик-Тау, Багарязы и др.

Хребты и гряды окраинной зоны западного склона Южного Урала обычно приурочены к поднятиям, сложенным твердыми породами (кварциты, конгломераты и т. п.), а понижения соответствуют зонам опусканий, состоящим из более мягких, относительно легко размываемых и растворяемых пород. Преобладающим типом рельефа является низкогорный рельеф со значительным развитием узких ущельеобразных долин. В местах распространения карбонатных пород широко развит карст.

Северная часть окраинной зоны западного склона Южного Урала входит в пределы описываемой территории лишь узкой полосой. Здесь расположены невысокие горные гряды Кара-Тау, Баш-Таш, Беркутян и др., не превышающие 800—900 м абсолютной высоты. Еще севернее, окаймляя Юрюзано-Айскую равнину с востока, в пределы северо-восточной части Башкирской АССР входит Уфимский амфитеатр (Рождественский, Данукалов, 1959), который состоит из невысоких горных гряд, разделенных между собой продольными депрессиями. Гряды соответствуют асимметричным антиклинальным складкам, а депрессии — синклинальным прогибам, расположенным между ними. Наиболее крупными грядами являются Туй-Тюбе (517 м), Сары-Як (650 м), Ак-Кашка (779 м). Общая длина амфитеатра в пределах Башкирии составляет около 60—70 км.

Зилаирское плато имеет сильно расчлененный денудационно-эрозионный рельеф. Реки Сакмара, Бол. Ик и их притоки разработали в плато глубокие извилистые долины. Вблизи южной части хр. Урал-Тау водораздельные гряды достигают высоты 650—750 м, имея в отдельных местах скалистые склоны и гребенчатые вершины. В южной части плато водораздельные пространства приобретают характер плоских междуречных возвышенностей. Высота поверхности плато снижается здесь до 600—650 м. Юго-восточную окраину окаймляют невысокие, сильно расчлененные гряды Губерлинских гор, вытянутых по правобережью р. Урала.

Восточный склон Южного Урала значительно уже западного. Здесь расположен горный хр. Ирендык-Крыкты. От хр. Урал-Тау он отделен довольно широкой межгорной депрессией, занятой долинами рек Сакмары, Бол. и Мал. Кизила. Горы восточного склона имеют низкогорный рельеф. Абсолютные высоты их лишь в редких случаях превышают 1000 м. Хребет Ирендык-Крыкты разделяется в северной части на ряд коротких хребтиков и кражей, высоких увалов, перерезанных долинами рек и озерными котловинами.

Южное Предуралье является частью Русской равнины, соответствующей в тектоническом отношении восточной окраине Русской платформы и Предуральному прогибу. Его можно подразделить на следующие крупные элементы орографии: Юрюзано-Айская равнина, Уфимское плато, Бугульминско-Белебеевская возвышенность, Прибельская равнина, Общий Сырт и возвышенность Ветлянские «горы».

Юрюзано-Айская холмисто-увалистая равнина расположена между уфимским плато и западным склоном Урала. Она приурочена к южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии Предуральского прогиба. Западная часть равнины расположена на высоте 200—300 м. К востоку и юго-востоку поверхность равнины повышается до 400—450 м. Здесь в рельефе развиты крупные и резко очерченные увалы с расчлененными склонами, создающие видимые отличия от более мелких увалов западной окраины равнины. На северо-востоке равнины расположена несколько обособленная возвышенность, иногда называемая Белокатайским плато. Юрюзано-Айская равнина примыкает на востоке к грядам Уфимского амфитеатра. В западной полосе Юрюзано-Айской равнины расположена цепочка куполообразных плосковерхих рифовых массивов, возвышающихся над уровнем равнины на 150—200 м. Абсолютная высота наиболее крупных массивов достигает 320—400 м. В рельефе равнины чрезвычайно широко распространены карстовые формы.

Уфимское плато расположено на северо-востоке башкирской части Предуралья. Оно представляет собой плоскую возвышенность, вытянутую в меридиональном направлении от широтного массива Каратау к северу за пределы северной границы Башкирской АССР. В тектоническом отношении плато соответствует пологому своду, осложненному валами. Структура имеет асимметричное строение: восточное крыло более крутое, чем западное, что нашло отражение в рельефе. Восточный склон плато резко обрывается в сторону Юрюзано-Айской равнины, а западный, постепенно понижаясь, сливается с Прибельской равниной.

Междуречные пространства Уфимского плато плоские и имеют всюду приблизительно одинаковую высоту (450—500 м). Лишь в восточной части абсолютные высоты достигают 480—517 м. Плато пересечено глубокими каньонообразными долинами рек Уфы, Юрюзани и Ая. Превышение междуречных пространств над руслами этих рек достигает 200 м. Склоны плато расчленены глубокими крутопадающими логами и суходолами. Повсеместное распространение известняков и доломитов в условиях большого увлажнения (600—650 мм) обуславливает чрезвычайно сильное развитие на плато карста.

Бугульминско-Белебеевская возвышенность расположена на юго-восточной окраине Татарского свода, прослеживаемого по кровле фундамента Русской платформы. Абсолютные высоты Бугульминско-Белебеевской возвышенности достигают 400—450 м. Эта возвышенность представляет собой водораздельный массив между бассейнами рек Белой, Камы и Волги. Рельеф возвышенности сильно расчлененный со столбообразно-плоской или волнисто-холмистой поверхностью; он имеет общий наклон к северо-востоку. В пределах возвышенности глубина врезания рек достигает 100—150 м.

Коренные породы залегают под маломощным плащом элювия и очень часто обнажаются в крутых и высоких склонах водораздельных гряд и речных долин. Присутствие карстующихся известняков, доломитов и гипсов пермской системы обусловило широкое развитие в отдельных районах карстовых форм рельефа. Карст сильно развит в верховьях р. Демы, по среднему течению р. Ика, между городами Туй-

мазой и Октябрьским. Некоторые авторы приписывают карстовое происхождение котловинам крупных озер Кандры-Куль и Аслы-Куль (Борзов, 1954; Маков, 1946).

Прибельская холмисто-увалистая равнина простирается к востоку от Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Она охватывает широкую меридиональную полосу по обе стороны от среднего и нижнего течения р. Селой. Стержневой полосой равнины является широкое ложе долины р. Белой. Бугульминско-Белебеевская возвышенность подходит к Прибельской равнине четко выраженным уступом.

В тектоническом отношении Прибельская равнина соответствует южной части Предуральского прогиба и обширной депрессии, расположенной между Татарским и Башкирским сводами и называемой Бирской седловиной.

Рельеф левобережной части Прибельской равнины на севере характеризуется сглаженностью поверхности. Плоско-увалистая равнина здесь переходит в широкие террасы р. Белой. На юге левобережья, в пределах бассейнов рек Уршака, Ашкадара и Куганака, эта равнина значительно расчленена асимметричной долинно-балочной и овражной сетью. Южнее долины р. Куганака левобережье примыкает к северным отрогам Общего Сырта, приобретая холмистый характер рельефа.

Правобережная часть холмисто-увалистой равнины значительно гуще изрезана речной и овражно-балочной сетью. Широкие увалы, расположенные между речными долинами, имеют плавные очертания. Их поперечный профиль, как и на левобережье, сохраняет четко выраженную асимметричность. Абсолютные отметки водоразделов составляют 150—270 м, а днище долины р. Белой от 60 м вблизи устья повышается до 130 м у широтного колена на юге. В районе городов Стерлитамака и Ишимбая возвышаются конические горы-шиханы с абсолютной высотой 400 м и более (Тра-Тау, Шах-Тау, Юрак-Тау, Куш-Тау).

В рельефе Прибельской равнины очень широко представлены как современные, так и древние формы карста.

Общий Сырт расположен к югу от Бугульминско-Белебеевской возвышенности и Прибельской холмисто-увалистой равнины. В пределы рассматриваемой территории эта возвышенность входит северо-восточной частью и характеризуется здесь денудационно-эрозионным рельефом, интенсивно расчлененным эрозионной сетью. В тектоническом отношении возвышенность соответствует Пилюгинскому своду платформы. Для возвышенности характерен «сыртовый» рельеф. Сырты расположены на высотах 260—300 м. Их склоны расчленены речными долинами, глубокими и широкими логами и оврагами. Сыртовые увалы характеризуются плоскими вершинами и асимметричными склонами. Общий Сырт является водоразделом между бассейнами рек Урала, Волги и Белой.

Южнее Общего Сырта, в междуречье Урала и Илека, располагается небольшая возвышенность Ветлянский «горы». Эта возвышенность является северо-западным отрогом Мугодзар. Максимальные высоты ее достигают 327 м. Для Ветлянских «гор» также характерен «сыртовый» рельеф, в сравнительно меньшей степени расчлененный долинно-балочной сетью, чем Общий Сырт. «Сыртовый» рельеф расположен здесь на более низком уровне, чем на соседнем Общем Сырте.

Южное Зауралье в пределах описываемой области охватывает узкую меридиональную полосу Зауральской равнины и западную часть Тургайского плато.

Зауральская равнина входит в пределы описываемой территории лишь неширокой полосой, вытянутой вдоль восточных границ Башкирии и восточной части Оренбургской области. По своему происхождению она является эрозионно-аккумулятивной. Ее поверхность расположена на высотах в пределах 200—450 м и наклонена в сторону долины р. Урала. Общее понижение испытывает равнина и в южном направлении. Северная часть Зауральской равнины имеет короткие кряжи и небольшие хребтики, поднимающиеся до 500—600 м. Понижения между грядями заняты озерными котловинами и торфяными болотами. В юго-восточном направлении равнина приобретает плоско-увалистый рельеф и сливается с Тургайским плато.

Тургайское плато входит в пределы Оренбургской области своей западной окраиной. Равнинный рельеф плато является эрозионно-денудационным. Широкие междуречья разделены широкими и неглубокими, большей частью сухими долинами. Отдельные вершины останцов достигают высоты 400 м. В южной части имеются значительные по величине замкнутые котловины озер: Жеты-Куль, Шелкар-Елга-Кара и Кара-Куль и др.

КЛИМАТ

Географическое положение Южного Урала и господствующие над ним воздушные течения обуславливают резко выраженный континентальный климат. Для климата области характерны длительный период отрицательных температур, суровость зимы, большие амплитуды колебания температуры в годовом и суточном интервале, неравномерность распределения осадков по территории и сезонам года, значительные отклонения от средних норм годового количества осадков, быстрая смена погоды и ее непостоянство по годам (Кургузов, 1928).

В прямой связи с орографией находится прежде всего годовое количество выпадаемых атмосферных осадков. Западный склон Южного Урала, вытянутый почти под прямым углом к направлению господствующих западных влажных ветров, в среднем получает осадков на 200—250 мм больше, чем восточный. Максимальное количество осадков (650—750 мм) приходится на центральную, наиболее возвышенную часть западного склона Южного Урала (Вдовин, 1957).

Разницу в сумме осадков на западном и восточном склонах имеют также Уфимское плато, Бугульминско-Белебеевская возвышенность и Общий Сырт. Равнины же, расположенные к востоку от Южного Урала и к востоку от возвышенностей Предуралья (Зауральская, Прибельская и Юрюзано-Айская), имеют осадков значительно меньше, чем соседние возвышенные области. В связи с орографией находятся также характер облачности и влажности воздуха различных физико-географических районов.

Типичным для климата характеризуемой территории является большое количество дней в году с ветром. Сильные ветры в зимнее время, как правило, сопровождаются выпадением снега. Характеризуемая область может быть названа классической страной буранов.

К числу особенностей климата Южного Урала и прилегающих равнин следует отнести также и частые засухи и суховеи.

ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ

Реки. На Южном Урале и прилегающих равнинах реки распределены по территории неравномерно. Густота речной сети закономерно убывает от гор к равнинам, а также в направлении с севера

на юг. Наибольшую густоту ($0,25-0,35 \text{ км/км}^2$) речной сети имеют западные склоны Южного Урала. В Предуралье она убывает до $0,1 \text{ км/км}^2$, а на Зауральской равнине и на юге Оренбургской области до $0,06 \text{ км/км}^2$.

Речная сеть территории принадлежит в основном бассейнам двух крупных рек — Волги и Урала. Лишь истоки р. Тобола и верховья его левых притоков Уя и Миасса входят в бассейн р. Оби.

Наиболее крупными речными системами рассматриваемой территории являются реки Белая и Урал с их притоками.

Бассейн р. Белой охватывает западный склон Южного Урала, частично Среднего Урала и значительную территорию Предуралья. По площади бассейна ($142\,730 \text{ км}^2$) р. Белая занимает первое место среди рек Южного Урала. От истоков до выхода из пределов гор она пересекает межгорные депрессии, прорезает хребты и гряды. На этом отрезке в реку впадает множество притоков. Они отличаются многоводностью. В пределах развития известняков и доломитов, подверженных карстовому процессу, широко развиты суходолы, пересыхающие реки, а также участки, не имеющие поверхностного стока. Реки горной части бассейна характеризуются крутым падением продольного профиля.

Среднее течение р. Белой, расположенное между широтным коленом реки и устьем притока Сима, приурочено к Предуральской депрессии. На этом отрезке в р. Белую впадают многоводные притоки, стекающие с западного склона Южного Урала — Нугуш, Селеук, Зиган, Усолка, Зилим, Сим и др. Левые притоки Белой здесь относительно маловодные. Наиболее крупными из них являются Сухайля, Ашкадар, Стерля, Куганак и Уршак.

Нижнее течение р. Белой, расположенное ниже устья р. Сима, представляет собой типично равнинную реку. Водосборная поверхность сильно расширяется. Она охватывает пространство от западных склонов Среднего Урала до северо-восточных склонов Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Наиболее крупными притоками являются: Уфа, Дема, Танып, Чермасан, Кармасан, Буй и Бирь.

Бассейн р. Урала охватывает значительную часть хр. Урал-Тау, восточный склон Южного Урала, узкую меридиональную полосу Зауральской равнины и большую часть Общего Сырта и Ветлянских «гор». В пределах этой площади берут начало маловодные правые притоки Урала — Миңдяк, Мал. Кизил, Янгелька, Бол. Кизил, Худолаз и Бол. Уртазымка. Здесь широко развиты малосточные и бессточные озера. Южную часть ее орошают сравнительно короткие, но довольно многоводные реки, принадлежащие к системе р. Сакмары, впадающей в р. Урал. Реки системы Сакмары дренируют также и Зилаирское плато и южную оконечность Южного Урала. В широтном отрезке р. Урала более или менее значительными притоками являются Илек, Орь и Суундук.

Западные окраины Башкирии и Оренбургской области охватывает бассейн р. Самары. В пределы описываемой территории Башкирского и Оренбургского Предуралья входят бассейны ее притоков: Усенья, Севеньзи, Ря, Тарказы и Сурмета, стекающие с Бугульминско-Белебеевской возвышенности.

Река Белая берет свое начало с восточной гряды хр. Аваляк. Длина реки составляет 1475 км . Ширина русла колеблется от $20-50 \text{ м}$ в верхнем течении до $200-300 \text{ м}$ в среднем, а в низовьях она достигает 1 км . Уровень реки испытывает непрерывное колебание в течение всего года. Максимальный его подъем приходится на конец апреля и начало мая. Наибольшая амплитуда колебания уровня воды в реке

превышает 10 м. Наименьший уровень воды отмечается в июле — августе. Средний расход реки у г. Уфы $791 \text{ м}^3/\text{сек.}$ (Рис. 3)

В пределах гор Южного Урала продольный профиль русла отличается значительной крутизной и ступенчатостью.

Река Уфа — самый крупный приток р. Белой. Она берет свое начало за пределами описываемой территории, в Свердловской

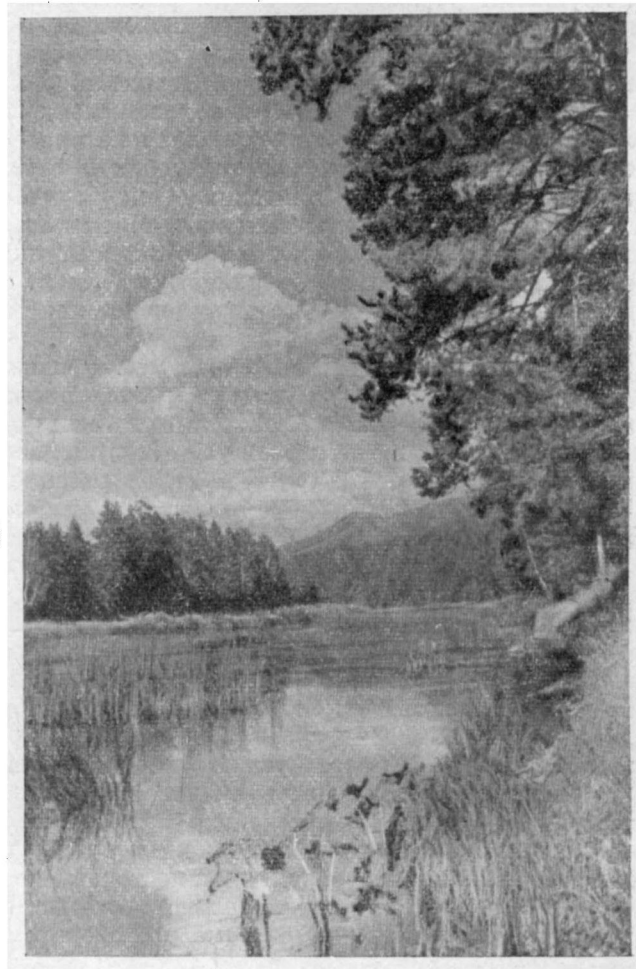


Рис. 3. Долина р. Белой, в верхнем течении выше с. Узян. Фото С. Н. Краузе

области. Среднее и нижнее течение расположено в Башкирской АССР. Река течет в глубокой извилистой каньонообразной долине в пределах Уфимского плато. Ширина русла колеблется в пределах 100—150 м в среднем течении и достигает 300 м в нижнем. Меженная глубина равна на перекатах 0,5—0,6 м, а в плесах 2—3 м. Река преимущественно снегового питания.

Река Дема — наиболее значительный левый приток р. Белой. Она берет свое начало с южной части Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Длина реки 434 км, а площадь бассейна составляет $13\,190 \text{ км}^2$. Река течет по хорошо разработанной долине. Русло реки

сильно меандрирует в пределах поймы, образуя многочисленные протоки и старицы в нижнем течении.

Река Сим — правый приток р. Белой — берет свое начало в отрогах хр. Амшер. Длина реки достигает 229 км, а площадь бассейна 11 380 км². Верховье реки находится в пределах Челябинской области. Среднее и нижнее течение в пределах Башкирской АССР имеет широкую, хорошо разработанную долину в полосе распространения гипсов-кунгурского яруса. В русле имеются омуты и выходы подрусловых источников, обусловленные карстом.

Река Урал берет свое начало у подножий одной из вершин хр. Урал-Тау. Длина ее 2250 км, русло характеризуется большой извилистостью и малым уклоном падения продольного профиля; уже в верхнем течении река приобретает равнинный характер течения. Ширина долины достигает 2—2,5 км. В 7—8 км ниже г. Орска долина образует сужение, называемое «Орскими воротами». Питание реки снеговое. Свыше 80% годового стока приходится на весну. В остальное время расход невелик и осуществляется за счет скудных грунтовых и дождевых вод. Резкая неравномерность стока реки в значительной мере выравнивается Магнитогорским и Ириклинским водохранилищами.

Река Илек — наиболее крупный левый приток р. Урала. Начало свое он берет на западном склоне Мугоджар, за пределами описываемой территории. Протяженность составляет 600 км, площадь бассейна около 37 740 км². Река течет в широкой хорошо оформленной долине. Широкая луговая пойма изобилует старицами. Русло реки подвержено сильным изменениям за счет размыва в период половодья. В среднем и нижнем течении ширина русла равна 30—40 м. Питание р. Илека почти полностью снеговое.

Река Ик (левый приток Камы) протекает по западной границе Башкирской АССР. Река берет свое начало в центральной части Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Длина ее достигает 500 км, а площадь бассейна 17 950 км². Долина глубоко врезана в поверхность указанной возвышенности. Правый склон на всем протяжении высокий и крутой.

Озера. Территория Южного Урала и прилегающих равнин сравнительно богата озерами. В генетическом отношении они подразделяются на тектонические, пойменные, карстовые и антропогенные. Наибольшего числа достигают пойменные озера. Среди них различаются озера-старицы, пойменно-карстовые и плесовые в руслах пересыхающих рек. Наиболее крупными пойменными озерами являются: Белое, Ка-Куль, Нагадак, Шамсутдин, Кучум — в долине р. Белой; озера Долгое, Грязное, Максимовское — в долине р. Уфы и др.

Второе место по численности принадлежит карстовым озерам. Они чрезвычайно широко распространены на Уфимском плато, Юрюзано-Айской и Прибельской равнинах, Белебеевской возвышенности, Южном Урале, Зауралье и в некоторых районах Общего Сырта. Обычно карстовые озера являются мелкими (от 5—10 до 20 м в диаметре). Многие озера имеют поперечник от 100 до 500—700 м.

Озера тектонического происхождения распространены на восточном склоне Южного Урала, Тургайском плато, в Зауралье, а также и в Предуралье. Они занимают бессточные котловины тектонического происхождения. Среди таких озер наиболее крупными являются: 1) на восточном склоне Южного Урала Банное, Суртанды, Чеба-Куль, Мулдак, Большие Учалы и Талкас, 2) в пределах западной окраины Тургайского плато Жеты-Куль, Шелкар-Ега-Кара и Кара-Куль; 3) в Предуралье Аслы-Куль и Кандры-Куль, расположенные на Бугульминско-Белебеевской возвышенности.

Примером озер антропогенного происхождения (созданных человеком) является оз. Развал, расположенное в районе г. Соль-Илецка. Оно образовалось в 1906 г. Из других водохранилищ наиболее крупными являются Ириклинское и Магнитогорское на р. Урал, а также Белорецкое — на р. Белой и Павловское море на р. Уфе. Строится Нугушское водохранилище на р. Нугуше у с. Привольного. Большое число мелких и крупных водохранилищ создано колхозами и совхозами.

Овраги. В лесостепных и степных районах описываемой территории широко распространены овраги. Районами наибольшего развития оврагов являются возвышенные, холмисто-увалистые и сыртовые территории. Особенно широко распространены овраги в холмисто-увалистом рельефе Прибельской равнины, Бугульминско-Белебеевской возвышенности и Общего Сырта. Достаточно широко развиты они и в рельефе Зауральской равнины.

Рост оврагов в пределах Башкирской АССР и Оренбургской области весьма значителен. Средняя величина роста оврага составляет около 5—7 м в год. Весьма часты случаи, когда рост оврага за год достигает 20 м и более, например овраги в бассейне р. Бол. Ика, Бельско-Уршакском междуречье и северных отрогов Общего Сырта.

ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Почвенный покров. В пределах описываемой территории распространены типы почв лесной, лесостепной и степной зон. Преобладающую площадь занимает зона черноземных почв. Она охватывает пространство, расположенное к западу от среднего и нижнего течения р. Белой, простираясь на юге до среднего и нижнего течения р. Илека. На восток, в направлении к Южному Уралу, площадь черноземной почвы сужается и, спускаясь к югу, огибает южное окончание р. Урала. В Южном Зауралье и на восточном склоне Южного Урала черноземная зона вновь уходит к северу, охватывая низкогорье восточного склона и равнинно-холмистые пространства. Более или менее крупные пространства черноземов расположены и за пределами этой зоны на Юрюзано-Айской равнине, в Таныпско-Буйском междуречье. В горах Южного Урала в отдельных районах распространены горные черноземы (бассейн верховьев р. Сакмары) по долине р. Белой (Богомолов, 1954; Мильков, 1948; Неуструев, 1950).

К северу и северо-востоку от нижнего течения р. Белой распространены серые лесные почвы. Они занимают и восточную половину Юрюзано-Айской равнины. Северная окраина Башкирской АССР вблизи границ с Пермской областью занята дерново-подзолистыми почвами. Эти почвы распространены и в западной части Буйско-Таныпского междуречья, в юго-западной и центральной частях Уфимского плато. В горах Южного Урала в основном господствуют горно-лесные серые почвы. Они простираются широкой меридиональной полосой.

На крайнем юге описываемой территории, в низовьях р. Чагана, южнее р. Илека и Кумака, в пределы южной окраины Оренбургской области тремя выступами входит зона каштановых почв.

Растительность. Горно-лесная растительность Южного Урала, пересекая широтные лесную и лесостепную зоны, вклинивается в зону степей на юге. Растительный покров прилегающих равнин Предуралья и Зауралья обнаруживает широтную зональность своего распределения. Широтные зоны лесов, лесостепня и степной территории предгорных равнин последовательно сменяют друг друга с севера на юг.

Лесная зона занимает Уфимское плато и горы Южного Урала до высоты субальпийского пояса. На равнинно-возвышенном Предуралье по плоским междуречным пространствам и склонам возвышенностей распространены леса из широколиственных пород: дуба, ильма, клена с примесью березы (Крашенинников, 1951). На севере Южного Урала распространены темнохвойные леса из ели и пихты с примесью березы и осины, сосновые леса с примесью пихты. В южной части, более засушливой, чем северная, горная область покрыта светлохвойными лесами, состоящими из сосны и лиственницы. Западный склон Южного Урала покрыт хвойно-широколиственными лесами смешанного типа. Преобладающими породами здесь являются ель, сосна, липа, клен, дуб. Для предгорьев этого склона характерны преимущественно широколиственные породы. Урал-Тау и хребты восточного склона покрыты сосново-березово-лиственничными лесами. Подлесок состоит в Предуралье из рябины, лещины, крушины, черемухи и др. В горных лесах в подлеске преобладает рябина, а в низинах — ольха и ива. Травяной подлесок отличается неоднородностью.

Лесостепная зона простирается на юге до рек Мал. Кинели, Шарлыка, Салмыша, устья р. Юшатыря, верховьев рек Чебенька, Бол. Ика, севернее г. Медногорска, к верховьям р. Губерли, по восточному склону хр. Иркендык до истоков р. Миасса. Лесостепь подразделяется на подзону северной лесостепи и подзону южной лесостепи. В подзоне северной лесостепи крупные массивы лесов расположены на междуречьях. Они состоят из широколиственных пород в Предуралье, а в Зауралье — из березы и осины. Степные пространства лесостепей состоят из луговых разнотравных и ковыльно-разнотравных степей, большей частью распаханых и чередующихся небольшими лесными колками.

Степная зона расположена к югу от лесостепей и простирается за пределами южной границы Оренбургской области на территории Казахской ССР. Зона охватывает южный и восточный склоны Общего Сырта, Урало-Илекского междуречья и западную окраину Тургайского плато. Северная полоса этой зоны занята южными черноземами, южная — темно-каштановыми почвами. Типичной растительной группировкой являются бедные разнотравьем типчаково-ковыльные степи, а на востоке — ковыльно-типчаковые степи. На пятнах солонцовых почв развиты типчаково-полынные и солонцовые ассоциации. Для северной полосы степей характерно разнотравье. В степях леса по поймам окаймляют р. Урал и его притоки.

Альпийские и субальпийские высотные пояса занимают на Южном Урале небольшое пространство в его северной половине. Вершины, поднимающиеся выше 1000 м (Иремель, Яман-Тау, Зигальга и др.), находятся в горно-лесотундровой и тундровой зонах с суровыми климатическими условиями. Вершины и склоны гор в этих зонах покрыты каменными россыпями, среди которых выделяются останцы денудации. Обычной растительностью каменных россыпей являются пятнистые лишайники. Ковры аркто-альпийской травянисто-моховой тундры покрывают седловины гор и поля каменных россыпей. Травяно-моховые и осоково-пушицевые формации обычно заболочены. Книзу они переходят в субальпийскую зону с древесно-кустарниковой растительностью. В субальпийской зоне располагаются луга из вейника, крестовника, чемерицы и др.

ПУТИ СООБЩЕНИЯ

Железнодорожный транспорт составляет основу путей сообщения. Общая протяженность всех ширококолейных дорог Башкирской АССР и Оренбургской области достигает 2600 км. Железнодорожные маги-

страли в двух местах пересекают рассматриваемую территорию в широтном направлении: Куйбышевская железная дорога (Куйбышев—Уфа—Челябинск) с двумя ответвлениями: Чишмы—Бугульма и Дема—Тюльган. От этих основных линий отходят небольшие ветки Аксаково—Белебей и Урусу—Октябрьский, а также Оренбургская железная дорога, пересекающая южную часть района с северо-запада на юго-восток, через города Бузулук, Оренбург, Орск. Крупными железнодорожными узлами являются Оренбург, связанный с городами Соль-Илецком, Айдырлей, Домбаровские Угли, Кандагачем, Челябинском, а также Уфа, имеющая прямое сообщение с городами Москвой, Куйбышевым, Челябинском и Ульяновском.

Северо-западную окраину Башкирской АССР пересекает линия Казань—Свердловск, проходящая через Янаульский район республики.

В восточной части территории функционируют линии Миасс—Учалы, Магнитогорск—Белорецк, а также Магнитогорск—Сибай.

На описываемой территории имеется свыше 540 км узкоколейной железной дороги.

Речной транспорт. Судоходными реками на территории являются Белая, Уфа, Урал. Река Белая судходна в период всей навигации на отрезке от р. Камы до устья р. Сима, составляющем 588 км. В половодье суда поднимаются по р. Белой до устья р. Усолки. В годы с наиболее высоким уровнем паводковой воды пароходы поднимаются по р. Белой до г. Стерлитамака. Река Уфа судходна от устья до пристани Муллакаево на протяжении 328 км. В весеннее половодье по р. Уфе пароходы курсируют до пристани Верхний Суян. В период половодья становятся судходными притоки р. Белой — Сим, Юрюзань, Быстрый Танып. Река Урал судходна на участке Оренбург — Илек для мелководных судов и то лишь до середины лета.

Автомобильный транспорт играет во внутренних грузовых и пассажирских перевозках большую роль. Шоссейные и улучшенные грунтовые дороги связывают областной и республиканский центры с другими городами и районами. Разветвленная сеть асфальтированных дорог имеется в нефтедобывающих районах. Автодорожная сеть покрывает территорию чрезвычайно неравномерно. Сравнительно хорошо обеспечены в этом отношении равнинные районы, а горы Южного Урала пересечены автодорогами только в трех местах: Кумертау—Баймак, Стерлитамак — Белорецк и через города Миасс и Златоуст на с. Верхние Киги. Основными автомагистралями являются: Уфа—Оренбург, Уфа—Янаул, Уфа—Туймаза, Оренбург—Орск, Оренбург—Бугуруслан, Оренбург—Соль-Илецк, Стерлитамак—Белорецк, Кумертау—Баймак. Города Уфа, Оренбург, Стерлитамак, Орск, Бирск, Баймак, Октябрьский, Туймаза, Бузулук, Бугуруслан обслуживают несколько радиальных автомаршрутов.

Большую роль в перевозке грузов и пассажиров играет гражданский авиатранспорт. Города Уфа и Оренбург связаны общесоюзными воздушными линиями с другими городами Советского Союза, городами областного и республиканского подчинения и с отдельными районными центрами.

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Башкирская АССР (площадь 143,6 тыс. км², население 3,6 млн. чел.) — район развитого промышленного и сельскохозяйственного производства. Развитие ее экономики базируется на широком использовании местных природных ресурсов (нефть, газ, поваренная

соль, руды цветных металлов и железа, обширные массивы лесов, сельскохозяйственных земель и т. д.). Промышленный комплекс Башкирской АССР, как и всего Урала, характеризуется резким преобладанием в нем отраслей тяжелой индустрии. Организующая роль в нем принадлежит нефтегазоэнерго-химическому циклу производств. Республика снабжает жидким топливом, кроме Урала, Западную и Восточную Сибирь и Казахстан. Используются попутный и природный газ, бурые угли. В пунктах крупного потребления электро-теплоэнергии (Уфа, Стерлитамак, Салават, Ишимбай) на месте добычи бурых углей (Кумер-Тау) работают мощные ТЭЦ. На р. Уфе действует Павловская ГЭС. Имеются десятки сельских электростанций. Крупное значение приобретает нефтегазохимия, а также основная химия по производству соды, серной кислоты, лесохимических и других изделий. Профилирующую отрасль составляет машиностроение (нефтяное), сталепроволочно-канатное производство на базе местной металлургии, а также добыча и обогащение руд цветных металлов. На межрайонные нужды работают деревообрабатывающая промышленность, ряд отраслей пищевой и легкой индустрии.

Сельское хозяйство Башкирской АССР, кроме покрытия внутриреспубликанских потребностей в основных продуктах питания и в сырье для местной пищевой промышленности, дает значительные излишки продукции на вывоз.

В пределах Башкирской АССР, исходя из неоднородности ее различных частей по природным условиям, уровню и направлению экономического развития, выделяются семь внутриреспубликанских экономических районов.

Вдоль среднего течения р. Белой тянется полосой район Среднего Прибелья — экономическое ядро республики. Хозяйственное развитие района опирается на выгодное центральное его положение и местные природные ресурсы — месторождения нефти, природного газа, угля, поваренной соли и карбонатных пород Ишимбаевской депрессии, благоприятные почвенно-климатические условия. В промышленном производстве Среднего Прибелья представлены почти все ветви индустрии Башкирии, за исключением горнорудной и металлургической отраслей. Для сельского хозяйства характерны посевы зерна, молочно-мясное животноводство, плантации сахарной свеклы, посевы картофеля и овощей, сады, пасеки.

Часть республики в пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности и ее отрогов составляет Западную Башкирию. Западная Башкирия — край нефти (Туймазинский и Шкаповский нефтепромысловые районы). Нефтедобыча вызвала к жизни газовую индустрию и ряд обслуживающих производств, в том числе нефтегазовое машиностроение и производство строительных материалов. Развивается пищевая и легкая промышленность. Сельское хозяйство многоотраслевое. Наиболее характерны посевы зерновых, подсолнечника и частично конопли; получают распространение свекловичные плантации. В животноводстве преобладают крупный рогатый скот молочно-мясного направления, свиньи. Лучше, чем в других районах республики, развиты овцеводство и птицеводство.

Западная Башкирия — это один из наиболее энергообеспеченных районов республики, развивающийся на базе энергии электростанций Уфы, Салавата, Урусу (Татария) и тяговых подстанций электрифицированной ж. д. Уфа — Куйбышев. Нефтепромысловые районы опоясаны кольцом шоссежных дорог. Отсюда продолжены нефтегазово- и продуктопроводы в Среднее Прибелье, на Магнитогорск, в Сибирь (нефтепровод Туймазы — Омск и транссибирский нефтепровод Туймазы —

Иркутск). Наиболее мощный сгусток индустриальной жизни образуют города и поселки, развившиеся на базе разработки туймазинской и серафимовской групп месторождений нефти (Октябрьский, Туймазы, Серафимовский и др.).

Северо-западный угол республики занимает Нижнебельский район, который до последних лет оставался сельскохозяйственным; промышленность была представлена мелкими пищевыми предприятиями. Ныне здесь рождается мощная нефтяная промышленность, создаются новые индустриальные центры (Нефтекамск, Николо-Березовка, Краснохолмский и др.) и энергетическая база.

Территория республики по р. Уфе, в пределах Уфимского плато, образует район лесистого Приуфимья, основным природным богатством которого является лес, покрывающий 65% территории. Здесь действует около десяти крупных леспромхозов с сетью узкоколейных железных и автомобильных дорог для подвоза древесины к местам сплава. Сельское хозяйство имеет местное значение и представлено разведением крупного рогатого скота, возделыванием хлебов и пчеловодством. Сдвиги в хозяйстве района связаны с созданием каскада ГЭС на р. Уфе (уже действует Павловская ГЭС, намечаются Варяжская, Нижне-Суянская и Ахлыстинская ГЭС) и освоением недавно обнаруженных месторождений нефти.

Крайний северо-восточный угол республики можно назвать Юрьюзано-Айским районом. Экономике его составляет сельское хозяйство (зерновое хозяйство, льноводство, молочно-мясное скотоводство, свиноводство, племенное коневодство). Имеются единичные мелкие предприятия горнодобывающей и лесозаготовительной промышленности. Местная энергетическая база представлена сельскими электростанциями. Перспективы более значительного индустриального развития района связаны главным образом с возможным обнаружением залежей нефти.

Южно-Уральские горы в пределах республики составляют район Башкирского Урала. Развиваются черная металлургия и металлообработка (Белорецкий металлургический комбинат). Другая профилирующая отрасль района — лесная промышленность (Инзерский, Белорецкий, Узянский, Авзянский, Бурзянский, Кананикольский и другие леспромхозы). Сельское хозяйство носит очаговый характер и представлено отгонно-пастбищным животноводством мясо-молочного направления.

Район Башкирского Зауралья лежит на восточном склоне Южного Урала. Основная хозяйственная функция этого района — снабжение уральских медеплавильных заводов концентратами колчеданных руд. Важную роль играют также зерновое хозяйство, разведение крупного рогатого скота мясо-молочного направления и овец. Данный район, как и Башкирский Урал, снабжается электроэнергией Магнитогорским энергоузлом. Индустриальная жизнь сосредоточена в Учалинском и Сибайско-Баймакском горнопромышленных узлах.

Оренбургская область (площадь 123,9 тыс. км², население 1,99 млн. чел.). На фоне общеуральской экономики она выделяется своим сельским хозяйством и рядом отраслей тяжелой индустрии. Главные природные ресурсы района: комплексные железные и медные руды, месторождения никеля, нефти, природного газа, поваренной соли и некоторых других полезных ископаемых, а также большие площади плодородных лесостепей и степей.

Топливо-энергетическую базу Оренбургской области представляют, кроме Бугурусланских и других месторождений нефти и газа, залежи бурых углей в районах Соль-Илецка и Тюльгана. Работают

Орский нефтеперерабатывающий завод и ряд тепловых электростанций. На р. Урале построена Ириклинская ГЭС. Но энергетика все еще остается «узким местом» в экономике области. Кроме коксующихся каргинских углей, завозятся сюда энергетические угли из Челябинской области, нефть из Казахстана и Башкирии. Основная специализация области — металлопромышленность. Все более повышается роль области в уральской цветной металлургии. Выделяются отрасли тяжелого машиностроения, а также электротехнического и станкоинструментального производства. В кооперации с металлургией и нефтепереработкой появилась химическая промышленность (коксохимия, туковая, сернокислотная и т. д.). Межрайонное значение имеют мукомольно-крупяная, мясная, шелковая, кожевенно-обувная промышленность.

Оренбургская область — крупный производитель хлеба, мяса, шерсти, масла. В последние годы освоено здесь более 1,6 млн. га целины. В сельском хозяйстве преобладают возделывание яровой пшеницы, проса, подсолнечника, разведение молочно-мясного и мясного крупного рогатого скота, овец и коз.

В Оренбургской области выделяются (по И. В. Комару) три внутриобластных экономических района, отличающихся по направлению развития хозяйства и другим признакам.

Восточная складчатая часть области в пределах зауральского пеплена и Южно-Уральского нагорья составляет Орско-Халиловский район — индустриальное ядро области. На территории его установлены разнообразные месторождения полезных ископаемых. Развивается переработка металлов, химического сырья, сельскохозяйственных продуктов. С расчетом на снабжение районов Зауралья жидким топливом создана нефтеперерабатывающая промышленность, использующая ныне, кроме эмбенской нефти, и башкирскую нефть.

Сыртовые степи и лесостепи в бассейне среднего течения р. Урала, на стыке Русской платформы, Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба, входят в район Оренбургского Предуралья. Данная территория не выделяется богатством минерального сырья; выявлены пока каменная соль, бурый уголь и разные стройматериалы. Промышленность развивается преимущественно на привозном сырье, чему благоприятствует узловое транспортно-географическое положение района. В межрайонных масштабах представлены машиностроение, пищевкусовая и легкая индустрия. В сельском хозяйстве сочетаются производство зерна (пшеница, просо), подсолнечника и животноводство — мясо-молочного, мясного и мясо-шерстного направления. Главный экономический центр — г. Оренбург.

Западная часть Оренбургского Предуралья, лежащая в бассейне волжских притоков, образует Бугуруслано-Бузулукский район (или запад Оренбургского Предуралья). Данная территория участвует в межрайонном экономическом обмене продукцией зернового и животноводческого хозяйства, нефтегазодобычи, легкой и пищевкусовой промышленности.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Территория Башкирии и Оренбургской области охватывает восточную окраину Русской равнины и большую часть Южного Урала, включая всю его горную область и южную часть почти равнинного Зауралья.

В прямом соответствии с обширностью территории находятся разнообразия ее рельефа и особенности геологического строения. Последнее в свою очередь определяет и богатство ее минерально-сырьевых ресурсов. В связи с этим, прежде чем перейти к описанию стратиграфии описываемой территории, необходимо остановиться вкратце на тех регионах, которые могут быть, хотя бы схематически и более или менее условно, выделены здесь в основном по геологическим и геоморфологическим признакам. Приводимая краткая схема должна дать и общее предварительное представление об основных особенностях геологии и геоморфологии различных частей Башкирской АССР и Оренбургской области.

Первой, наиболее характерной особенностью описываемой территории является принадлежность ее к двум существенно отличным в геоморфологическом и геологическом отношениях регионам, а именно: к восточным окраинам Русской платформы на западе и к Южному Уралу на востоке. Однако такое самое общее деление рассматриваемой территории только на две части, т. е. на равнинную, слабо дислоцированную (платформенную) западную часть и на преимущественно горную, сильно дислоцированную восточную часть, недостаточно отражало бы многие важные особенности геологического строения местности и связанного с ним распределения на ней полезных ископаемых и, в частности, было бы совершенно недостаточно для горной части страны, т. е. для Южного Урала. Поэтому и в краткой схеме деления территории Башкирской АССР и Оренбургской области, которая условно принимается здесь для дальнейшего геологического описания, учитываются и некоторые другие важнейшие особенности при выделении различных районов.

Первый район охватывает западные части Башкирской АССР и Оренбургской области, соответствующие равнинной или почти равнинной части восточной окраины Русской платформы. В геологическом отношении она характеризуется развитием в общем спокойной залегающих или слегка нарушенных в своем залегании верхнепалеозойских отложений, из которых на поверхности выступают почти исключительно пермские осадочные толщи. На поверхности этих отложений местами, особенно на юге, сохранились различные мезозойские и палеоген-неогеновые осадки, широким развитием пользуются четвертичные отложения. На северо-востоке этого района в него входит и область пологого несимметричного Уфимского поднятия.

Особенности геологического строения этого района определяют и характер, и распространение его главных полезных ископаемых. В частности, с девонскими и каменноугольными отложениями (не выступающими на поверхность) связаны месторождения нефти, с пермскими отложениями — нефти, угля, каменной соли, медистых песчани-

ков, марганцевых руд, гипса и ангидрита; с мезозойскими и кайнозойскими отложениями — бурых углей, горючих сланцев, фосфоритов и др.

Второй район охватывает почти равнинную или слабо холмистую полосу Предуральяского прогиба, имеющего, в общем, синклинальное строение, осложненное различными небольшими антиклинальными и горстообразными поднятиями, а местами (особенно на востоке) тектоническими разрывами и надвигами; на юге рассматриваемого района местами развиты диапировые структуры. На широте около 55° — $55^{\circ} 20'$ с. ш. эта полоса пересекается горстовым поднятием системы хр. Кара-Тау (с макс. абс. высотой около 600 м), к северу от которого впадина снова продолжается (этот северный участок известен под названием Айско-Юрюзанской впадины). В пределах всей полосы развиты в основном верхнепалеозойские, преимущественно пермские отложения, отличающиеся обычно большей мощностью, чем на описанной выше платформенной области. Местами, особенно на юге, на поверхности верхнего палеозоя большое развитие получают мезозойские и палеоген-неогеновые отложения. Значительным распространением пользуются и четвертичные осадки.

Из главнейших полезных ископаемых этого района с верхнепалеозойскими его отложениями связаны залежи нефти, каменной соли, фосфоритов, медистых песчаников, различных каменных строительных материалов и пр., с мезозойскими и кайнозойскими — угли, огнеупорные глины, кварцевые пески и др.

Восточнее указанных выше районов располагается обширная и сложная по своему строению и рельефу складчатая область Южного Урала. В пределах ее необходимо выделить несколько крупных районов, наиболее существенно отличающихся по своим геологическим и геоморфологическим особенностям.

Окраинная зона западного склона Урала соответствует его передовым горным грядам, которые сложены каменноугольными и девонскими отложениями преимущественно платформенного типа, а на юге — отчасти флишеподобными осадками. Эта полоса, начинающаяся на севере (в пределах Башкирской АССР) передовыми горными грядами Уфимского амфитеатра и протягивающаяся южнее вдоль всего западного склона Башкирского и Оренбургского Урала, ограничивает с востока описанную выше область Предуральской впадины. В тектоническом отношении рассматриваемая полоса характеризуется развитием: 1) глыбовых дислокаций с коробчатыми складками, часто запрокинутыми на запад и осложненными надвигами и сбросами; 2) линейных складок, постепенно погружающихся в южном направлении. Более молодые осадки представлены главным образом четвертичными отложениями. Выходы изверженных пород в пределах этой полосы известны только в самой северной ее части.

Из полезных ископаемых для этой полосы характерны бокситы и битуминозные сланцы (в девонских отложениях), железные и марганцевые руды (в каменноугольных отложениях), различные строительные материалы и пр.

Следующим районом является северо-западная часть Башкирского Урала, охватывающая область преимущественно верхнего течения левых притоков р. Уфы и правых притоков р. Белой. Это — наиболее сильно расчлененная горная область Южного Урала, с максимальными высотами более 1600 м (гора Яман-Тау, 1639 м). В геологическом отношении этот район в целом представляет обширную область поднятия и характеризуется преимущественным развитием древних свит Южного Урала (относимых либо целиком к докембрию, либо к докембрию и нижнему палеозою), среди которых лишь в наибо-

лее глубоких синклинальных структурах могли сохраниться более молодые палеозойские отложения. Из послепалеозойских образований здесь известны только четвертичные осадки. Магматические породы имеют весьма ограниченное развитие. В тектоническом отношении эта область представляет систему крупных и сложных антиклинальных и синклинальных структур меридионального, северо-восточного и реже почти широтного простирания, осложненных разрывами и надвигами.

Главнейшими полезными ископаемыми в этом районе, связанными с древними свитами, являются осадочные железные руды. Из других полезных ископаемых, обычно также приуроченных к областям развития древних свит, можно отметить кристаллические магнетиты, доломиты, золото, свинцово-цинковые руды и пр.

Следующий район представляет собой восточную зону западного склона Южного Урала. По своему рельефу этот район в большей своей части соответствует обширному меридионально вытянутому Зилаирскому плато, которое лишь на севере и юге переходит в области с более расчлененным рельефом и отдельными более резкими возвышенностями—горы Крака (до 1100 м абс. выс.), хр. Шайтан-Тау и др. В качестве северного продолжения этой полосы может рассматриваться и район Тирлянской впадины. В целом вся эта полоса характеризуется широким развитием среднепалеозойских (и отчасти нижнепалеозойских и докембрийских) осадочных отложений и метаморфических толщ; вулканогенные образования имеют небольшое распространение вдоль восточной окраины этой полосы, а сильного развития достигают только в самой южной ее части, в бассейне среднего течения р. Сакмары и в районе массивов Крака. На юге значительное распространение получает покров мезозойских и кайнозойских отложений. В северной части полосы и на юге имеются ультраосновные интрузивные массивы. В тектоническом отношении эта полоса представляет синклиниорий, осложненный местами, особенно на севере и юге, антиклинальными поднятиями.

Из полезных ископаемых этого района с вулканогенными толщами южной его части связаны колчеданные золото-медные руды в силурийских толщах; на севере имеются колчеданные свинцово-цинковые руды; с ультраосновными массивами Крака связаны месторождения хромита; осадочным верхнедевонским отложениям подчинены кровельные сланцы и т. д.

Следующим, более восточным районом является область хр. Урал-Тау, являющегося главным водоразделом Южного Урала. По своему рельефу она характеризуется на севере системой более или менее значительных (высота свыше 1000 м) грядовых возвышенностей, а южнее постепенно выполаживается и снижается, образуя восточную окраину Зилаирского плато. Эта полоса на рассматриваемых широтах сложена различными метаморфическими сланцами докембрия, пересеченными местами небольшими интрузивными образованиями. В тектоническом отношении район представляет сложное меридионально вытянутое антиклинальное поднятие.

С метаморфическими и магматическими породами хр. Урал-Тау связаны месторождения золота, цветных металлов, тальковых сланцев, асбеста, строительных камней и пр.

Восточнее хр. Урал-Тау располагается обширная область восточного склона Южного Урала, основным отличием которого от западного склона является широкое развитие в составе палеозоя магматических эффузивных и интрузивных образований и большие мощности палеозойских толщ, а также преобладание холмистого или почти равнинного рельефа.

В рельефе этой зоны могут быть выделены с запада на восток три почти меридиональные полосы: Предирендыкское понижение, горная система хребтов Ирендык—Крыкты (которая на севере достигает максимальной абсолютной высоты почти до 1200 м, а на юг снижается и постепенно сливается с соседними понижениями) и равнинная, частью холмистая полоса, к середине которой приурочена меридиональная долина р. Урала.

Преобладающее развитие во всей этой части восточного склона имеют силурийские, девонские и каменноугольные эффузивные толщи. Осадочные отложения широкое развитие получают в палеозое, в верхах девона и в нижнем и среднем карбоне. Мезозойские и палеоген-неогеновые отложения развиты главным образом на юге, четвертичные отложения широко распространены во всем районе. Значительное распространение имеют ультраосновные и основные интрузии (преимущественно на западе) и кислые интрузии (преимущественно на востоке). В тектоническом отношении для палеозоя этого района характерны меридионально вытянутые брахиантиклинальные и брахисинклинальные структуры, с преобладающим запрокидыванием складок в западной части этого района на западе, а в восточной части преимущественно на восток; складчатые структуры осложнены местами разрывами и надвигами.

Соответственно геологическим особенностям рассматриваемого района важнейшие его полезные ископаемые связаны с различными эффузивными и интрузивными образованиями или продуктами их выветривания. Сюда относятся месторождения золота, медных и полиметаллических руд, редких металлов, марганцевых руд, железных руд, хромита, талька, яшм и т. д. С послепалеозойскими осадочными отложениями связаны золотоносные россыпи, залежи бурого угля, фосфоритов, различных каменных строительных и дорожных материалов и др.

Восточная часть восточного склона Южного Урала в пределах описываемой территории представлена только в самых восточных районах Оренбургской области (расположенных, в общем, к востоку от меридиана 59° в. д.). Этот район в целом характеризуется равнинным или почти равнинным рельефом и развитием весьма разнобразных толщ карбона, девона и силура, а также древних метаморфических толщ. Послепалеозойские отложения, кроме широко развитых четвертичных, приурочены в основном к восточным окраинам района, где они занимают большие площади. Рассматриваемый район отличается от предыдущего, более западного, значительным развитием древних метаморфических толщ, меньшим распространением вулканогенных образований в составе палеозоя и значительным развитием песчано-глинистых угленосных осадков в составе нижнего карбона. Характерно также большое развитие мощных интрузий, среди которых наибольшие площади занимают кислые интрузивы, но сильно развиты и ультраосновные. В тектоническом отношении район характеризуется сложной системой почти меридионально простирающихся складок, с осложняющими их местами разрывами и надвигами; при этом в средней части района располагается наибольшее тектоническое поднятие, приуроченное здесь в основном к области Урало-Тобольского водораздела.

С гранитными интрузиями данного района связаны месторождения золота и редких металлов, с ультраосновными — хромита, с отложениями нижнего карбона — залежи антрацита.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИИ

ОБЩИЙ ОБЗОР

В общем разрезе Башкирской АССР и Оренбургской области наибольшей мощностью отличаются фаунистически неохарактеризованные толщи, представленные породами от гнейсов до филлитов и глинистых сланцев, относимых исследователями к докембрию или докембрию и нижнему палеозою.

В границах указанной территории рассматриваемые образования залегают в разобренных зонах, имевших неодинаковые геотектонические условия развития. Как следует из схемы геотектонического районирования, проведенной ниже в отделе тектоники, эти зоны, считая с запада на восток, следующие: восточная часть Русской платформы, область западного склона Южного Урала, метаморфический пояс Урал-Тау и область Урало-Тобольского водораздела. В каждой из перечисленных зон в эпохи накоплений рассматриваемых отложений и их последующих изменений была своя палеогеографическая обстановка. Отсюда возникает необходимость описания их в общем обзоре по перечисленным зонам соответственно указанного расположения с запада на восток.

Восточная часть Русской платформы. Толщи пород этой области, относимые к докембрию и нижнему палеозою, стали изучаться только в сороковых годах текущего столетия, после открытия девонской нефти в Туймазах, когда многими разведочными скважинами были вскрыты отложения, залегающие ниже фаунистически охарактеризованного девона — бавлинские и кристаллические породы фундамента платформы. В это время и позднее вплоть до последних лет производились работы по изучению состава, фациальных особенностей и стратиграфии данных образований, что нашло отражение в ряде опубликованных работ.

В разрезе докембрия восточной части Русской платформы выделяются глубокометаморфизованные породы кристаллического фундамента и несогласно налегающие на них с глубоким размывом слабо метаморфизованные рифейские отложения ниже- и верхнебавлинской серий.

Указанный фундамент в горизонтах, вскрытых бурением, представлен в основном биотито-плагиоклазовыми, пироксено-биотито-плагиоклазовыми, биотито-микроклин-плагиоклазовыми, гранато-биотитовыми и силлиманито-биотитовыми гнейсами. Местами этим породам подчинены амфиболиты, а в некоторых участках они прорваны кварцевыми габбро-диабазами. Вопрос о составе начальных пород, из которых образовались гнейсы, освещается по-разному. Существует мнение о том, что они образовались при глубинном метаморфизме из осадочных толщ, т. е. относятся к парагнейсам. Некоторые исследователи считают, что гнейсовый комплекс состоит главным образом из гранито-гнейсов и представлен в основном ортогнейсами. Этот комплекс, учитывая состав и данные определения абсолютного возраста некоторых его пород,

может быть сопоставим с породами архея Балтийского щита. Аналогов нижнепротерозойских (карельских) толщ, участвующих в сложении упомянутого щита, в границах изученных площадей восточной части Русской платформы не установлено. По-видимому, здесь они нацело размыты до отложения бавлинских осадков.

Бавлинский комплекс подразделен на две серии соответственно намечающимся двум циклам осадконакопления: нижнюю и верхнюю. Нижняя серия в основном сложена микроклино-кварцевыми и полимиктовыми и частью кварцевыми песчаниками, гравелитами; встречаются конгломераты. Вверх по разрезу увеличивается роль кварцевых песчаников и появляются доломиты. Суммарная мощность серии достигает 2800 м. Верхнебавлинская серия ложится с разрывом на подстилающие отложения, описанной нижнебавлинской серии, а местами непосредственно на кристаллический фундамент. В основании серии находится базальный горизонт, представленный полимиктовыми песчаниками, местами замещенными гравелитами и конгломератами с гальками кристаллических пород фундамента. Выше базального горизонта серия сложена алевролитами с прослоями песчаников. Карбонатные породы в ее сложении в противоположность нижней серии участия не принимают. Мощность в разных районах различная. Местами она достигает 1000 м.

Из-за отсутствия достаточных палеонтологических данных и данных применения радиологического метода возраст бавлинского комплекса является пока спорным. По мнению Л. Ф. Солонцова (1954) и др., бавлинский комплекс следует отнести к докембрию, так как его можно параллелизовать с сердобовской серией Пачелмского прогиба, которая залегает под валдайскими отложениями «нижнего кембрия». С. Н. Наумова (1960) на основании изучения спор верхнебавлинскую серию сопоставляет с ашинской свитой, которую относит к эокембрию, а нижнебавлинскую — с каратауской серией западного склона Южного Урала, синхронизируемой с сердобовской серией и принятой за образование верхней части рифея (синия).

В 1962 г. на совещании во ВСЕГЕИ разработана предварительная схема стратиграфии доордовикских отложений Русской платформы. В этой схеме верхнебавлинская серия параллелизуется с ашинской свитой западного склона Южного Урала и нижними толщами валдайской и верхними толщами волинской серий, отнесенных в унифицированной региональной стратиграфической схеме к вендскому комплексу палеозоя. Леонидовская свита нижнебавлинской серии сопоставляется с зильмердакской свитой каратауской серии, а серафимовская и калтасинская свиты — с юматинской серией западного склона Южного Урала.

Область западного склона. В этой области в связи с поисками и разведкой главным образом бурых железняков Зигазино-Комаровского, Авзянского и других районов была разработана стратиграфия так называемых древних свит западного склона и дано описание состава выделенных серий, свит и подсвит а также высказаны взгляды на их возраст и условия образования.

Комплекс древних свит. В области западного склона Южного Урала отложения, принимаемые многими исследователями за докембрийские (рифейские) и нижнепалеозойские, известные под названием древних свит, по составу, фациальным особенностям и региональному метаморфизму до некоторой степени напоминают бавлинский комплекс. Это сходство не случайно. Оно обусловлено тем, что геотектоническая обстановка формирования тех и других образований имеет много общего. Если осадки бавлинской толщи накапливались и подвергались затем изменениям в условиях сформировавшейся платформы,

то все это в рассматриваемой зоне происходило в более или менее сходной обстановке, в условиях полуплатформы, почти платформы, в регионе с уже пройденной стадией развития настоящей геосинклинали.

Комплекс древних свит подразделен на серии. Считая снизу вверх, в разрезе западного склона Башкирского Урала выделены бурзянская, машакская, юрматинская, каратауская и ашинская серии.

Бурзянская серия в нижней части (большеинзерская свита) представлена преимущественно кварцевыми и аркозовыми песчаниками, в средней части (суранская свита) — преимущественно доломитами и известняками, а в верхней части (юшинская свита) — кварцевыми и аркозовыми песчаниками, филлитовыми и хлоритовидными сланцами. Мощность 3600—4700 м.

Машакская серия представлена одной машакской свитой, которая, по А. И. Иванову, ложится с размывом на бурзянскую серию и несогласно покрывается зигальгинской свитой. В сложении ее принимают участие конгломераты, филлитовые сланцы, кварцевые песчаники, кислые и основные эффузивы, их туфы. Мощность отложений до 1700 м*.

Юрматинская серия в нижней части представлена кварцевыми песчаниками и кварцитами (зигальгинская свита). Выше залегают глинистые и филлитовые сланцы с прослоями кварцевых песчаников, а иногда карбонатных пород (зигазино-комаровская свита). Завершается разрез серии доломитами и известняками, глинистыми филлитовидными сланцами, алевролитами и песчаниками (авзянская свита). Мощность серии 5000—6000 м.

Каратауская серия в основании сложена аркозовыми и кварцито-видными песчаниками, а также алевролитами, аргиллитами и кварцево-глинистыми сланцами. Среди песчаников присутствуют местами линзы конгломератов, прослой доломитов (зильмердакская свита). Выше, в средней части разреза серии развиты тонко переслаивающиеся между собой серицито-глинистые сланцы, алевролиты и песчаники. Толща этих пород перекрывается пестроцветными мергелями и известняками, а также темно-серыми доломитами (катавская свита). Выше залегают тонко переслаивающиеся серицито-глинистые сланцы, алевролиты и песчаники (инзерская свита). Завершается разрез серии толщей тонкослоистых и местами толстослоистых и массивных доломитов и известняков (миньярская свита). Мощность серии 1400—2000 м.

Ашинская серия сложена полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и филлитовидными сланцами. На различных стратиграфических уровнях встречаются полимиктовые конгломераты. Мощность серии 1500—2000 м.

Таким образом, комплекс древних свит западного склона Башкирского Урала представлен главным образом песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В различных частях его разреза заметную роль играют доломиты и известняки, наблюдается незначительная распространенность эффузивов и туфов. Характерен слабый метаморфизм

* М. Е. Раабен (1957) указывает на согласный контакт зигальгинской и юшинской свит, наблюдаемый ею на западном склоне хр. Машак. Это, вероятно, позволит исключить из разреза подзигальгинских свит машакскую свиту. Предположительно эта свита параллелизуется ею с мощными грубообломочными толщами нижнего ордовика более северных районов Урала.

Б. М. Келлер (1952) машакскую свиту Ямантауского антиклинория сопоставлял с самой древней свитой рифей Бакало-Саткинского района — айской.

М. И. Гарань (1960) машакскую свиту относит к юрматинской серии и считает, что она имеет нормальные контакты как с подстилающей юшинской, так и с покрывающей зигальгинской свитами. Машакскую свиту он параллелизует с кувашской свитой Златоустовского района, отнесенной им к среднему докембрию.

пород. Все это в значительной степени связано с тем, что комплекс формировался в почти платформенных условиях.

Вопрос о возрасте древних свит западного склона остается пока дискуссионным. Н. С. Шатский относит их полностью к рифею. По его мнению, все рифейские отложения Уральской зоны могут «соответствовать по стратиграфическому рангу только эре и группе». Он считает, что в разрезе этой зоны упомянутые отложения залегают выше метаморфических толщ хр. Урал-Тау. Существует в то же время мнение о том, что к рифею следует относить все серии разреза древних свит, кроме ашинской (М. И. Гарань, Б. М. Келлер и др.), которая считается образованием самых низов палеозоя. Д. В. Наливкин (1962) рассматриваемые отложения полностью относит к протерозою.

Белорецкий комплекс. Этот комплекс находится в пределах западного склона, как и описанный выше комплекс древних свит, от которого отличается более высокой степенью прогрессивного регионального метаморфизма. Кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы отсутствуют в его разрезе. Комплекс представлен двумя сериями: мурунской и кирельской, граничащими по тектонической линии, отвечающей разлому типа крутого надвига. Вследствие этого стратиграфическое взаимоотношение их пока остается не выясненным. По степени интенсивности перекристаллизации начальных песчано-алевритистых и глинистых осадков последняя серия несколько уступает первой.

Марунская серия. Нижняя часть ее слагается слюдястыми кварцитами (яндыкская свита). Характерно отсутствие среди этих пород грубозернистых и гравийных разновидностей, а также разновидностей с косою слоистостью, трещинами высыхания и волноприбойными и другими знаками, что, например, свойственно породам зигальгинской свиты, с которой некоторые авторы сопоставляют яндыкскую свиту. Выше залегают метаморфические сланцы. В составе их главнейшими породообразующими минералами являются крупнопластинчатые мусковит, биотит и кварц, а также вторичный хлорит. Им подчинены слюдястые кварциты и амфиболиты (азикеевская свита). На последнюю свиту налегают гнейсовидные слюдяно-полевошпатовые сланцы, иногда со значительным содержанием кварца и карбоната. К горизонтам их обычно бывают приурочены мраморовидные известняки и доломиты, кристаллические магнезиты, а иногда конгломераты, валуны и гальки которых состоят только из значительно метаморфизованных пород — слюдястых кварцитов, слюдястых сланцев и мраморов (сюрюнзякская свита). Характерно отсутствие в этих конгломератах фрагментов пород комплекса древних свит западного склона. Далее выше по разрезу пользуются развитием слюдястые кварциты, иногда содержащие в себе зерна микроклина, а также сланцы кварцевые и полевошпатово-кварцевые с крупными пластинками мусковита и биотита (мраткинская свита, нижняя подсвита). В самом верху серии залегают метаморфические сланцы, в составе которых наиболее характерными минералами являются кварц, мусковит, хлорит и эпидот (мраткинская свита, верхняя подсвита). Мощность серии до 1400 м.

Кирельская серия близка по своему составу и последовательности залегания толщ к серии мурунской, но имеет некоторые отличия. Они заключаются в возрастании мощности толщи слюдястых кварцитов, залегающих в основании разреза серии (малиногорская свита) и в изменении состава метаморфических сланцев, залегающих выше и составляющих верхнюю часть названного разреза. Из числа разновидностей их здесь заметную роль играют сланцы со значительным содержанием хлорита, хлоритоида и графита (золотошишкинская свита).

Гнейсовидные двуслюдяно-полевошпатовые сланцы и карбонатные породы, характерные для сюрюньязкской свиты мурунской серии, в данной серии не пользуются распространением. Кроме того, наблюдается некоторое понижение степени метаморфизма всей сланцевой толщи. Мощность серии до 900 м.

Прямых данных о возрасте белорецкого комплекса не имеется. Породы его приурочены к Белорецкому сложному брахиантиклинальному поднятию, в северной периклинали и западном крыле которого наблюдаются падения их под отложения комплекса древних свит западного склона. Встречающиеся в белорецком комплексе конгломераты, как уже отмечалось, имеют гальки и валуны только значительно метаморфизованных пород, не свойственных рифейским древним свитам. Все изложенное выше позволяет белорецкому комплексу в общем разрезе западного склона Башкирского Урала отводить место ниже комплекса упомянутых свит.

Зона хр. Урал-Тау прослеживается через весь Башкирский и Оренбургский Урал, отвечая главному водоразделу рек восточного и западного склонов Южного Урала. Зона сложена метаморфическими породами и в разрезе её хорошо выделяются снизу вверх два комплекса: максютовский и суванякский, подразделенные на серии, свиты и подсвиты. Комплексы эти отличаются друг от друга не только стратиграфическим положением, но составом и глубиной метаморфизма.

В максютовском комплексе выделены две серии. Наиболее глубоко метаморфизована нижняя (яманская) серия. В основании этой серии залегают преимущественно ортосланцы, разности которых, не затронутые сильно диафторезом, состоят из минералов высокой степени метаморфизма: красного граната, глаукофана, кроме того, иногда метаморфического пироксена. Такие породы представлены гранато-глаукофановыми, глаукофановыми сланцами и эклогитами (ямантешская и чумакская свиты). В верхней части разреза серии роль этих пород падает. Здесь значительным развитием пользуются мусковито-кварцевые и мусковитовые и кварцево-мусковитовые сланцы (мугайская свита), среди которых встречаются разновидности с кристаллами граната и глаукофана. Некоторым распространением в серии пользуются сланцы с графитом. Часть сланцев, содержащих в себе полевые шпаты и имеющие очковую структуру, носят гнейсовый облик. Верхняя серия (ишимбетовская) в целом характеризуется большим распространением графитистых кварцитов и графито-сланцево-кварцевых сланцев, а также разнообразных ортосланцев. Последние являются продуктами метаморфизма преимущественно габброидных пород. В этой серии эклогиты встречаются редко. По сравнению с нижней серией среди породобразующих минералов падает роль алмадина, а глаукофан встречается редко.

Мощность максютовского комплекса, если взять во внимание максимальные мощности слагающих его свит, достигает 6000 м.

Суванякский комплекс с глубоким размывом ложится на образования максютовского комплекса. Он разделяется на нижнюю серию и трансгрессивно налегающую на нее верхнюю серию. Этот комплекс по сравнению с максютовским метаморфизован меньше. Среди породобразующих минералов его отсутствуют такие типоморфные минералы, как красный гранат и глаукофан. Наряду с этим есть и разница в отношении степени перекристаллизации между нижней и верхней сериями последнего комплекса. В нижней серии структуры начальных пород полностью переработаны при процессах метаморфизма, а в верхней серии наблюдаются реликты их.

Разрез нижней серии начинается слюдистыми, частью полевошпатовыми кварцитами, которым подчинены слои и горизонты, состоящие из переслоев слюдисто-кварцевых и хлорито-слюдисто-альбитовых сланцев (нижняя уткальская подсвита). Выше залегает толща тонкого переслаивания названных сланцев, которым подчинены слюдистые кварциты и изредка метаморфизованные зеленокаменные породы (верхняя уткальская подсвита). На нее налегают слюдистые бесполевошпатовые кварциты с прослоями слюдисто-кварцевых и кварцево-слюдистых сланцев (курташская свита). В полных разрезах на упомянутые кварциты и сланцы налегают графитистые тонко плитчатые и листоватые слюдистые сланцы (тупаргасская, трактовая свита). Вверх по разрезу они сменяются толщей с широким развитием сланцев, среди породобразующих минералов которых, кроме мусковита, биотита, кварца, присутствуют хлорит, эпидот и плагиоклазы. Таким сланцам на различных стратиграфических уровнях подчинены кварциты, метаморфические полимиктовые конгломераты и метаморфизованные зеленокаменные породы и очень редко в самом верху толщи — маломощные быстро выклинивающиеся слои доломитов (мазаринская свита). Завершается серия толщей, состоящей преимущественно из хлорито-слюдистых и слюдисто-кварцевых плитчатых и листоватых сланцев, которым подчинены слюдистые кварциты, иногда содержащие порфиروبласты щелочных полевых шпатов, а также полимиктовые конгломераты с гальками и валунами метаморфических пород зоны Урал-Тау. Следует отметить, что в составе конгломератов описываемой серии нет материала размыва, как и в белорецком комплексе, древних свит западного склона (укшук-арвякская свита).

Мощность серии до 5600—6000 м.

Верхняя суваянская серия начинается толщей кварцитов и кварцито-песчаников, прослоенных хлорито-слюдисто-кварцевыми сланцами. Кварциты иногда неравнозернистые с вкраплением мелких галек (акбиикская свита). Остальная часть разреза серии представлена бесконечными переслаиваниями хлорито-серицитовых, серицито-хлоритовых, серицито-кварцевых сланцев, толще которых подчинены слои и целые горизонты кварцитов, кварцито-песчаников и в единичных случаях — маломощные полимиктовые конгломераты с непрочным хлорито-слюдисто-кварцевым цементом с гальками разнообразных пород, в том числе слюдистых и гранатовых пород яманской серии (белекейская свита).

Мощность серии до 3300 м.

Вопрос о возрасте комплексов и серий зоны Урал-Тау с тем или иным приближением может разрешаться пока на основе косвенных данных. Необходимо выяснить стратиграфическое отношение пород этой зоны к фаунистически охарактеризованным отложениям смежной Приурал-Тауской зоны западного склона. В среднем и верхнем ордовике Белорецко-Зилаирского синклиория имеются гальки метаморфических сланцев Урал-Тау. Нижнекембрийские отложения южной части упомянутой зоны трансгрессивно налегают, по данным А. В. Хабакова, на метаморфические сланцы, похожие на сланцы зоны Урал-Тау. В древних свитах западного склона Тирлянского района, залегающих у границы с метаморфическим поясом, встречаются не только гальки, но и валуны пород этого пояса. В самом метаморфическом поясе, как было отмечено, гальки и валуны кристаллических сланцев встречаются не только в свитах верхней, но и нижней серии суваянского комплекса. Таким образом, ко времени образования осадков этих свит более древние толщи названного пояса были уже метаморфизованы. На образование начальных пород зоны хр. Урал-Тау, на их перекры-

сталлизацию потребовалось длительное время. Не малой продолжительности, вероятно, были периоды перерывов в осадконакоплении. Учитывая все это, а также характер и глубину прогрессивного регионального метаморфизма, значительную суммарную мощность исходных пород, можно расценивать возраст толщ как докембрийский. При этом максютовский комплекс, по-видимому, следует отнести к нижнему, нижнюю серию суваякского комплекса к среднему, а верхнюю серию его — к верхнему протерозою.

Зона Урало-Тобольского водораздела. Метаморфические толщи и начальные породы, из которых образовались эти толщи, формировались во внутренних частях развивавшейся геосинклинали. Здесь более интенсивно, чем в западных областях ее, проявились тектонические движения и магматическая деятельность. Все это не могло не сказаться на составе исходных пород, на характере и интенсивности их метаморфизма.

В зоне Урало-Тобольского водораздела выделено три комплекса: нижний, средний и верхний. Нижний комплекс, обнажающийся в ядрах антиклинориев и в приподнятых тектонических блоках, состоит главным образом из плагигнейсов, мигматитов и гранито-гнейсов. По вопросу происхождения гнейсов рассматриваемой зоны существуют разные мнения. Многие исследователи считают, что они образовались преимущественно из осадочных пород. Мощность — несколько тысяч метров. Средний комплекс в нижней части сложен амфиболитами и хлорито-амфиболовыми, хлорито-эпидото-амфиболовыми сланцами с прослоями кварцево-хлоритовых, хлорито-серицито-кварцевых сланцев, а в верхней — преимущественно кварцитами и чередующимися с ними песчаниками. Подчиненное значение имеют амфиболовые сланцы. Мощность до 1400 м. Верхний комплекс представлен кварцитами, кварцитопесчаниками, графитистыми сланцами, серицито-хлорито-кварцевыми сланцами и филлитами. Все эти породы часто пере-слаиваются между собой. Мощность до 2500 м.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ БАШКИРСКОЙ АССР И ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

На востоке Русской платформы, как и в других ее частях, к фундаменту относятся древнейшие сильно огнейсованные и дислоцированные метаморфические образования и находящиеся среди них магматические породы. Фундамент здесь вскрыт впервые в 1940 г. в Туймазинском районе Башкирской АССР. За период, прошедший после открытия девонской нефти в Туймазах (1944 г.), фундамент вскрыт многочисленными скважинами в Туймазинском, Шаранском и Бакалинском районах на западе Башкирии, а также некоторыми скважинами в Северном и Бугурусланском районах на северо-западе Оренбургской области. В остальных частях платформенной части Башкирской АССР и Оренбургской области фундамент, очевидно, погружен на более значительную глубину и пока не вскрыт ни одной из глубоких скважин.

Как видно из прилагаемой карты (рис. 4), выявленный на западе Башкирии и в северном районе Оренбургской области участок фундамента является частью южной вершины Татарского свода. Основная часть этой вершины находится на юго-востоке Татарской АССР. Размеры ее достигают 200×150 км. На востоке и юге она оконтуривается изогипсой минус 1700 м, что в основном совпадает с границей распространения бавлинских отложений.

Выявленная на западе Башкирии и северо-западе Оренбургской области часть южной вершины Татарского свода имеет довольно слож-

ный современный рельеф. Здесь обособляются следующие геоморфологические элементы фундамента: Бакалинское плато, Шаранская, Тактагуловская, Гафуровская, Бавлинско-Балтаевская и Кзыл-Яровская долины, Сабаевский, Субханкуловский и Домосейкинский мысы, Туймазинский и Верхне-Троицкий выступы. Указанные долинообразные

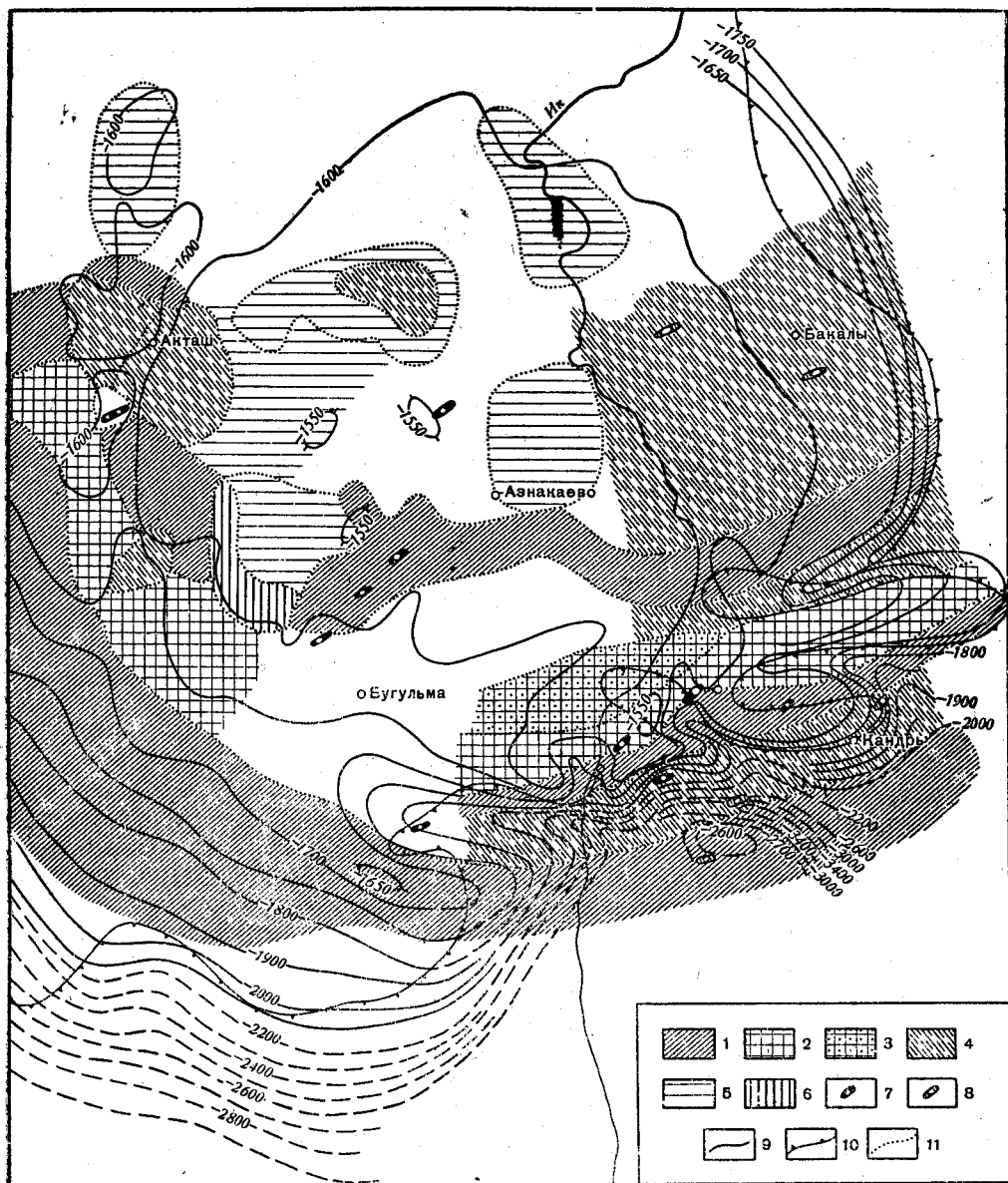


Рис. 4. Схематическая карта подземного рельефа и петрографического состава кристаллического фундамента южного купола Татарского свода (по материалам В. П. Флоренского, Т. А. Лапинской и К. Р. Тимергазина)

1 — гранато-биотитовые, силлиманито-биотитовые и кордиерито-биотитовые гнейсы; 2 — биотитовые плаггиогнейсы или биотито-плаггиоклазовые гнейсы; 3 — биотитовые плаггиогнейсы зеленоватосерые; 4 — микроклин-плаггиоклазовые гнейсы и микроклиновые граниты; 5 — плаггиоклазовые гранито-гнейсы и разгнейсованные гранодиориты; 6 — пироксено-биотитовые плаггиогнейсы или биотито-гиперстеновые гнейсы и чарнокиты; 7 — амфиболиты; 8 — габбро-диабазы и диабазы; 9 — изолинии поверхности фундамента; 10 — граница распространения древнего осадочного комплекса; 11 — границы распространения перечисленных выше пород

впадины на юго-восточном склоне южной вершины Татарского свода, вероятно, имеют тектоническо-эрозионное происхождение. Они, по-видимому, возникли в зонах тектонического нарушения в результате длительной эрозии фундамента еще до выполнения их древними отложениями бавлинского комплекса.

На юге Бугурусланского района Оренбургской области пилюгинской опорной скважиной фундамент вскрыт на отметке минус 2900 м непосредственно под терригенной толщей девона. Бавлинские отложения отсутствуют. Здесь выделяется так называемый Пилюгинский выступ фундамента, являющийся восточным продолжением Жигулевского (Средне-Волжского или Жигулевско-Пугачевского) свода.

Данные о петрографическом составе кристаллических пород фундамента платформенной части Башкирии и Оренбургской области содержатся в работах М. А. Гаррис (1955), Л. З. Егоровой (1960), К. Р. Тимергазина (1940, 1952, 1957—1959), Б. А. Успенского (1955), А. М. Чарыгина (1960) и др.

Фундамент сложен древней гнейсовой формацией метаморфических пород и более молодой диабазовой формацией основных магматических образований. Первая формация объединяет разнообразные гнейсы и амфиболиты, образующие единый комплекс сильно огнейсованных и дислоцированных метаморфических толщ, которыми в основном и сложен фундамент (99% всей вскрытой его части). Магматические же породы диабазовой формации, представленные габбро-диабазами, играют незначительную роль. Они резко отличаются от пород гнейсовой формации не только петрографическим составом, но и огнейсованностью и сравнительно слабой деформацией.

Древняя гнейсовая формация сложена гнейсами и амфиболитами с преобладанием гнейсов над амфиболитами, которые встречаются в виде единичных небольших изолированных тел среди гнейсов.

Гнейсы представлены биотитовыми и пироксено-биотитовыми, плагиоклазовыми, микроклин-плагиоклазовыми, гранато-биотитовыми и силлиманито-биотитовыми разновидностями. Кроме того, среди них встречаются кварциты и вторично возникшие скаполитовые, двуслюдяные, серицитовые и каолинитовые породы.

В пространственном размещении главных разновидностей гнейсов наблюдается закономерное чередование трех зон (полос) развития биотитовых, микроклин-плагиоклазовых гнейсов с тремя зонами распространения гранато-биотитовых и силлиманито-биотитовых гнейсов, а также с одной полосой распространения биотитовых плагиогнейсов.

Биотитовые плагиогнейсы образуют полосу шириной 10—20 км, протягивающуюся из Ютазинского района Татарии в северо-восточном направлении и проходящую через северную часть Туймазинского и южную часть Шаранского районов Башкирии. Эта полоса освещена бурением наиболее полно. Однако скважинами вскрыта лишь самая верхняя часть фундамента. Вскрытая мощность его колеблется от 1 до 15—20 м и в большинстве случаев не превышает 1—5 м.

Описываемые породы обычно свежие, полнокристаллические, неравнозернистые, массивные, крепкие, участками трещиноватые и содержат вертикальные прожилки хлорита и красного, окрашенного гематитом, карбоната. По окраске среди них обособляются две разновидности: красно-коричневая и зеленовато-серая. Последняя локализуется в северо-западной части Туймазинской промысловой площади.

Петрографический состав обеих разновидностей в основном одинаковый. Они состоят главным образом из кислого плагиоклаза, кварца и биотита. Зерна плагиоклаза большей частью совершенно свежие,

имеют хорошо выраженную тонкую полисинтетическую двойниковую штриховку. В редких случаях они серицитизированы, скаполитизированы и микроклинизированы. В последнем случае свежий решетчатый микроклин метасоматически замещает отдельные участки серицитизированного плагиоклаза. Кварц в этих породах распределен крайне неравномерно. На одних участках породы он совершенно отсутствует, на других — встречается редко, а на третьих — образует скопления, составляя до 35—40% породы. Кварц встречается в двух разновидностях, одна из которых представлена изометрическими мелкими зернами, а другая образует вытянутые по сланцеватости породы линзовидные и прожилкообразные выделения. Последняя разновидность кварца, играющая относительно большую роль, чем первая, носит явно наложенный характер, прорывая и местами захватывая в себя небольшие, обычно сильно измененные участки основной массы породы. Биотит в описываемых гнейсах содержится обычно в небольшом количестве в виде мелких пластинок и чешуек. В некоторых образцах он изменен, частично или полностью превращен в зеленую слюду, а в редких случаях замещен мусковитом и эпидотом. Акцессорные минералы в этих гнейсах представлены единичными зернами черных рудных минералов, апатита и циркона. Структура описываемых гнейсов обычно гранобластическая.

Пироксено-биотитовые плагиогнейсы приурочены к зоне зеленовато-серых биотитовых плагиогнейсов и пользуются крайне ограниченным распространением. Они установлены в виде небольших пятен на участках туймазинских скважин № 3, 205, 362 и 687. Имея зеленовато-серую окраску и аналогичный состав основной массы, эти гнейсы макроскопически неотличимы от вмещающих пород. Выделение их произведено только микроскопически по наличию обычно незначительной примеси пироксена и продуктов его изменения.

Биотитовые микроклин-плагиоклазовые гнейсы отличаются от вышеописанных гнейсов своим полосчатым строением и более яркой розовой и мясо-красной окраской в светлых полосках. Они также полнокристаллические, преимущественно крупно- и среднезернистые, крепкие, участками трещиноватые и содержат вертикальные прожилки других минералов. Гнейсовидность в этих породах выражена наиболее отчетливо. Вскрытая мощность их колеблется от 1 до 10 м.

По составу биотитовые микроклин-плагиоклазовые гнейсы близки и очень тесно связаны с биотитовыми плагиогнейсами. Это по существу первичнооднородные породы, отличающиеся теперь лишь различной степенью микроклинизации. Если в плагиогнейсах отмечается редкая и слабая микроклинизация, то в описываемых гнейсах наблюдается широкое развитие калиевых полевых шпатов, которые местами замещают метасоматически почти всю плагиоклазовую часть породы.

В биотитовых микроклин-плагиоклазовых гнейсах наряду с эпигенетическими образованиями кварца, микроклина и микропертита также содержатся включения и прожилки гидротермальных образований: альбита, гематита, хлорита, карбонатов, пирита, барита и других минералов.

Гранато-биотитовые и силлиманито-биотитовые гнейсы находятся совместно и очень тесно связаны с темно-серыми биотитовыми плагиогнейсами. Макроскопически они часто трудно отличимы друг от друга. От вышеописанных разновидностей гнейсов эти породы отличаются темно-серой, почти черной, окраской, преимущественно мелкозернистой структурой, более резко выраженной, обычно вертикальной сланцеватостью, высоким содержанием биотита, присутствием граната и силлиманита.

Данные гнейсы приурочены к южной половине известной части фундамента Западной Башкирии. Они здесь образуют три сравнительно узкие полосы распространения северо-восточного простирания. Вскрытая мощность колеблется от 2 до 118 м.

Содержание полевых шпатов в этих породах колеблется в более широких пределах — от 30 до 70%, но в большинстве случаев составляет около 50%. Они представлены большей частью кислым плагиоклазом, реже калиевыми полевыми шпатами. Плагиоклаз встречается обычно в мелких изометрических зернах размером 0,1—0,5 мм, редко в более крупных — размером до 1—1,5 мм. Они в большинстве совершенно свежие, обнаруживают полисинтетическое двойниковое строение, на отдельных участках сильно изменены — серицитизированы, скаполитизированы и микроклинизированы. Калиевые полевые шпаты в этих породах также представлены микроклином и микропертитом. Они носят явно наложенный характер, метасоматически замещая зерна плагиоклаза.

Биотит содержится в этих породах больше, чем в предыдущих разностях гнейсов, что и обуславливает их темно-серую окраску. В большинстве случаев его содержание колеблется в пределах 20—30%, редко доходит до 35—40%. Биотит встречается в крупных пластинках длиной до 2—3 мм. В измененных зернах биотита нередко наблюдаются новообразования игольчатых зерен рутила (сагенита), ильменита и лейкоксена. Гранат встречается непостоянно. Силлиманит является также непостоянным минералом рассматриваемых пород. Максимальное содержание его не превышает 15%.

Описываемые породы часто содержат тонкие прожилки и включения эпигенетических минералов, представленных кварцем, альбитом, турмалином, гематитом, гранатом, хлоритом, пиритом, кальцитом, баритом и серицитом.

Верхняя часть разрезов описываемых гнейсов по некоторым скважинам представлена сильно измененными зеленовато-серыми гранато-хлорито-скаполитовыми, гранато-каолино-биотитовыми или каолино-мусковитовыми породами, где скаполит образовался за счет полевых шпатов; хлорит и мусковит возникли из биотита, каолин — из силлиманита и скаполита.

Амфиболиты пользуются весьма ограниченным распространением. Они установлены в полосе развития биотитовых плагиогнейсов туймазинскими скважинами № 220, 1265 и в южной полосе развития микроклин-плагиоклазовых гнейсов на участке Леонидовской скважины № 361. Вскрытая мощность их 12—48 м.

Породы эти темно-зеленые, почти черные, большей частью совершенно свежие, среднезернистые массивные. Местами на темном фоне основной массы выделяются редкие тонкие, часто прерывистые полоски и небольшие продолговатые участки розовато-серого цвета, секущие kern под крутым углом к его вертикальной оси. Они состоят из одинакового количества зерен плагиоклаза и освинцованной роговой обманки, а также из редких зерен кварца. Из аксессуарных минералов встречены ильменит, апатит, сфен и циркон.

Плагиоклаз представлен в изометрических зернах размером 0,1—0,8 мм.

Пересекающие породу розовато-серые полоски представляют собой микроклинизированные участки, состоящие главным образом из свежего решетчатого микроклина, находящегося в срастании с «прожилкообразным» кварцем. Кроме того, встречаются более мощные (1,5 см) прожилки белого кварца, содержащего включения пирита, халькопирита, гематита, хлорита, кальцита и ангидрита.

В забоях туймазинской скважины № 1265 и леонидовской № 361 отмечен переход амфиболита в биотитовый микроклин-плагиоклазовый гнейс. В керне скв. № 1265 отмечен постепенный переход амфибола в биотитовый плагиогнейс через биотито-роговообманковые разности.

Древняя гнейсовая толща фундамента платформы на некоторых участках прорвана более молодыми, совершенно неогнейсованными основными магматическими породами диабазовой формации. Последние развиты, в частности, на участках скважин Субханкулово № 5, Копейкубово № 10, Дубровка № 1 и Бакалы № 2. Вскрытая мощность их 9—38 м. Кроме того, эти породы установлены в нижней части разреза додевонских отложений в целом ряде скважин в пределах Западной Башкирии. Они состоят главным образом из плагиоклаза и авгита. В незначительном количестве содержится микропегматит. Акцессорные минералы представлены ильменитом и апатитом.

Относительно происхождения пород древней гнейсовой формации востока Русской платформы существуют различные мнения. Одни исследователи большинство пород этой формации относят к числу ортопород и описывают под названием гранито-гнейсов. К парагнейсам ими относятся лишь гранато-биотитовые гнейсы. Другие, напротив, считают почти все породы древней гнейсовой формации Татарского свода парагнейсами. В пользу последней точки зрения свидетельствуют следующие основные факты: 1) наличие в составе гнейсовой толщи явно осадочных пород типа кварцитов, графитоносных гнейсов и таких типично метаморфических минералов, как силлиманит, кордиерит и гранат, обычно образующихся при метаморфизации богатых глиноземом осадочных пород; 2) повышенное содержание глинозема в гранато-биотитовых и силлиманито-биотитовых гнейсах (23,72—24,40% по Балтаевской скважине № 12); 3) существование тесной связи и постепенных переходов между гранато- и силлиманито-биотитовыми породами и кварцитами, с одной стороны, и биотитовыми плагиогнейсами и микроклин-плагиоклазовыми гнейсами, с другой, а также отсутствие контактовых явлений вокруг обогащенных микроклином пород, принимаемых за граниты; 4) зонально и взаимно чередующееся расположение основных разновидностей пород древней гнейсовой толщи в виде выдержанных протяженных полос, имеющих общее простираение; 5) неравномерное распределение гнейсовой толщи, в частности колебание в них содержания кварца и биотита в широких пределах; 6) наличие реликтов первичных структурно-текстурных особенностей пород, в частности, blastosammitовой структуры и полосчатой текстуры; 7) окатанный характер акцессорных минералов и нахождение их в промежутках между зернами породообразующих минералов и 8) явно вторичный характер микроклинизации пород гнейсовой толщи.

Амфиболиты, очевидно, представляют собой ортопороду, так как они имеют строго локальное распространение и резко отличный петрографический состав. Это, вероятно, бывшие диабазовые дайки, подвергнутые впоследствии сильной метаморфизации совместно с вмещающими их гнейсами.

Возраст древней гнейсовой формации фундамента признается нижнеархейским (?). Основаниями для этого служат: 1) близкое сходство петрографического состава пород этой толщи с нижнеархейскими образованиями Украины и Карелии; 2) высшая степень метаморфизованности пород этой толщи (амфиболитовые и другие более высшие формы метаморфизма); 3) преобладающее развитие бластических структур и слабое сохранение первичных структур осадочных и магматических пород и данные определения абсолютного возраста пород.

По данным определения по калий-аргоновому методу, абсолютный возраст микроклина в биотитовых микроклин-плагноклазовых гнейсах Западной Башкирии исчисляется около 1,5 млрд. лет. Но это, вероятно, не соответствует возрасту первичной породы, подвергнутой позднее калиевому метасоматозу, а отражает время ее преобразования. Более правильным следует считать возраст древней гнейсовой формации $2500 \cdot 10^6$ лет. Эти данные получены В. П. Флоренским при определении абсолютного возраста одного из образцов биотито-гранато-силлиманитовых гнейсов по Черемшанской площади Татарской АССР (Лапинская и Князев, 1958).

Древняя гнейсовая формация востока Русской платформы хорошо сопоставляется с толщиной древних гнейсов Украинского кристаллического массива и свионийской формацией Карелии, относимых к нижнему архею. На Урале породы этого возраста нигде не обнажены.

Во вскрытой части южной вершины Татарского свода пока еще не обнаружены аналоги ботнийской и ладожской формаций Карелии и саксаганской (криворожской) железорудной толщи Украины, относимых к верхнему архею или нижнему протерозою. Они здесь, вероятно, размывы длительной эрозией. Однако не исключена возможность нахождения пород верхнеархейского возраста в опущенных частях фундамента на востоке Русской платформы, так как гальки пород этого возраста, в частности гальки джеспилитов, встречены в составе конгломератов, залегающих в основании осадочного покрова на Ардатовском участке Туймазинского района (Тимергазин, 1953). Кроме того, породы этого возраста установлены В. П. Флоренским (1955) в некоторых районах Поволжья. В частности, железистые кварциты (джеспилиты) вскрыты скважиной у с. Кудашева в Казанском Поволжье.

БАВЛИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ БАШКИРСКОЙ АССР И ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Бавлинские отложения установлены бурением на всех промысловых и разведочных площадях платформенной части Башкирии и на северо-западе Оренбургской области, за исключением районов, расположенных на Татарском и Жигулевском (Пилюгинском) сводах. Западная граница распространения их проходит вдоль восточного склона южной вершины Татарского свода. На севере эти отложения протягиваются сплошной полосой далеко за пределы Башкирии, а на востоке соединяются с аналогичными отложениями Предуральяского прогиба и с верхней частью древних свит западного склона Южного Урала. На юге, в северо-западной части Оренбургской и северо-восточной части Куйбышевской областей додевонские образования «заливообразно» заполняют Сергиевско-Абдулинскую впадину, заключенную между Татарским и Жигулевским сводами. В более восточных частях Оренбургской области эти отложения еще нигде не вскрыты.

На полную мощность бавлинские отложения пройдены некоторыми скважинами лишь на юго-восточном борту Татарского свода (Туймазы, Серафимовка, Бавлы, Байтуган и др.). Восточнее указанных площадей подошва этих отложений не достигнута ни одной буровой скважиной. Тем не менее мощность только вскрытой части их в сводном разрезе достигает 3500—4000 м, что значительно превышает мощности всех вышележащих отложений на востоке Русской платформы. Такой большой мощности описываемых отложений в других частях Русской платформы пока нигде еще не установлено.

На площадях, где додевонские отложения пройдены полностью, бавлинские отложения лежат на размытой поверхности кристаллического фундамента и перекрыты трансгрессивно кальцеоловым горизонтом среднего девона на юге и пашийско-кыновскими отложениями верхнего девона на севере описываемой области.

Описываемые отложения на востоке Русской платформы впервые вскрыты на Туймазинской промысловой площади Башкирии в 1944 г. В 1945 г. был установлен более мощный (254 м) разрез этих отложений в Бавлах на юго-востоке Татарии, что послужило основанием для выделения их в самостоятельную бавлинскую свиту. В последующие годы бавлинские отложения выявлены на многих площадях платформенной области Башкирии и на северо-западе Оренбургской области.

Схема расчленения и взгляды на возраст упомянутых отложений востока Русской платформы претерпели значительную эволюцию по мере вскрытия все новых и новых более полных разрезов и детального геологического изучения их. Так, в первое время А. Я. Виссарионова и Н. Ф. Микрюков вскрытую часть разреза бавлинской свиты по Бавлинской скважине № 2 разделили на глинистую и песчаную толщи, по возрасту условно отнесли к нижнему девону и эйфельскому ярусу среднего девона. Позднее К. Р. Тимергазин расчленил бавлинские отложения Бавлинско-Туймазинского района на толщи: 1) зеленовато-серых полимиктовых песчано-алевритовых пород и аргиллитов; 2) красноцветных аркозовых песчаников и 3) розовых кварцевых песчаников. С. Г. Саркисян и Г. И. Теодорович (1949) подразделили описываемые отложения Волго-Уральской области на ашинскую свиту нижнедевонского возраста в объеме сероцветной толщи и на бавлинскую свиту в объеме красноцветных толщ аркозовых и кварцевых песчаников, отнесенных к силуру.

В 1952—1953 гг., когда были вскрыты более древние горизонты бавлинских отложений в Серафимовке, Балтаево и Орьебаше, К. Р. Тимергазин выделил в нижней части разреза новую, так называемую терригенно-доломитовую толщу, сопоставляемую с миньярской свитой Урала, и обосновал принадлежность толщ красноцветных аркозовых песчаников и подстилающих их зеленоватых пород к верхнебавлинской свите. За нижнебавлинской свитой была оставлена лишь одна толща кварцевых песчаников, которая отделена перерывом от вышележащей верхнебавлинской свиты.

В 1954 г. появились первые палеонтологические данные для суждения о возрасте бавлинских отложений. В статье Е. В. Чибриковой (1954) описывается впервые выявленный в бавлинских свитах Западной Башкирии комплекс примитивных спор, имеющий нижнекембрийский или даже более древний возраст. Е. Ф. Чиркова-Залеская (1954) сообщает о единичных находках псилофитовой флоры в верхнебавлинской свите Волго-Уральской области, позволяющих относить последнюю к нижнему девону. Однако наиболее достоверные находки этой флоры относились к районам Елшанки (Саратовская область) и Краснокамска (Пермская область), а в Башкирии были найдены лишь проблематические остатки. В последующие годы (1955—1959 гг.) была доказана принадлежность пород, вмещающих достоверные остатки флоры, к так называемой казанклинской свите, отличной от верхнебавлинской.

В том же году Л. Ф. Солонцов (1954) рекомендовал расчленить описываемые отложения Волго-Уральской области по схеме Урала. В частности, верхне- и нижнебавлинские отложения он объединял в верхнеашинскую подсерию нижнекембрийского возраста, а терригенно-доломитовую свиту отнес к инзерской свите. Позже (1955—

1956 г.) Л. Ф. Солонцов уточнил свою схему, признав соответствие верхне- и нижнебавлинских свит всей ашинской серии Урала. При этом толщу розовых кварцевых песчаников нижнебавлинской свиты он сопоставил с урюкской свитой ашинской серии.

В 1956—1957 гг. Е. В. Чибрикова дала характеристику спорового комплекса бавлинских отложений Западной Башкирии. Л. Д. Ожиганова (1957) выделила и описала минералогические комплексы в них и на этой базе расчленила верхнебавлинскую свиту на 11 горизонтов. На основании обобщения всего накопленного материала К. Р. Тимергазин разработал новую схему стратиграфического расчленения бавлинских отложений Западной Башкирии, которая была взята за основу унифицированной стратиграфической схемы этих отложений Волго-Уральской области.

Возраст нижнебавлинской серии на Московском совещании в 1960 г. был определен как верхний протерозой — рифей (синий), а верхнебавлинской — как рифей (синий) или нижний кембрий.

Таблица 1

Схема стратиграфического расчленения бавлинских отложений платформенной части Башкирии и Оренбургской области

Серия	Свита	Подсвита
	Перерыв	
Верхнебавлинская	Шкаповская	Верхнешкаповская
		Нижнешкаповская
	Каировская	Верхнекаировская
		Нижнекаировская
	Перерыв	
Нижнебавлинская	Леонидовская	Леонидовская
	Серафимовская	Верхнесерафимовская
		Нижнесерафимовская
	Калтасинская	Верхнекалтасинская
		Нижнекалтасинская
	Орьешашская	Верхнеорьешашская
		Нижнеорьешашская

Следует отметить, что нижнебавлинская серия местами прорвана дайками магматических пород диабазовой группы; верхнебавлинская же пересекается ими, а в базальной толще содержит терригенные обломки этих пород в составе гравийно-галечного материала. Схема стратиграфического расчленения бавлинских отложений приводится в табл. 1.

Нижнебавлинская серия. Отложения нижнебавлинской серии, вероятно, развиты в пределах всей описываемой территории, за исключением районов, находящихся в пределах Татарского и Жигулевского (Пилюгинского) сводов кристаллического фундамента. Фактически они установлены бурением в северной и западной частях Башкирской АССР и северо-западной части Оренбургской области, но пройдены полностью лишь на восточном склоне Татарского свода. Здесь эти отложения залегают на размытой поверхности кристаллического фундамента (рис. 5). В большинстве районов своего развития нижнебавлинская серия перекрыта трансгрессивно лежащими отложениями верхнебавлинской серии и только в некоторых наиболее западных участках описываемой области она залегают непосредственно под отложениями терригенной толщи девона. Поверхность нижнебавлинской серии явно размыта, причем интенсивность размыва к западу постепенно усиливалась.

Орьбашская свита установлена на площадях Орьбаш, Акинеево, Арлан, Саузбаш, Чекмагуш, Тюрюш и др. на западе и северо-западе Башкирии и на Султангуловской площади на северо-западе Оренбургской области, но нигде не пройдена полностью. На юге Туймазинского района (Серафимовка, Леонидовка), где бавлинские отложения вскрыты полностью, орьбашская свита отсутствует; вероятно, она здесь не отлагалась. По литологическому составу пород орьбашская свита хорошо расчленяется на две подсвиты: нижнеорьбашскую, сложенную терригенными породами, и верхнеорьбашскую, состоящую преимущественно из карбонатных пород.

Нижнеорьбашская подсвита. Наиболее мощное развитие данной подсвиты установлено на Тюрюшской площади на севере Буздякского района Башкирской АССР, где только вскрытая мощность ее превышает 657 м. Подсвита здесь представлена однородной толщей неравнозернистых песчаников с подчиненными прослоями аргиллитов, алевролитов, гравелитов и реже конгломератов. Породы эти обычно микроклин-кварцевые, прослоями кварцевые и полимиктовые, красновато-коричневые, розовые и светло-серые, с железисто-глинистыми прослоями.

На этой площади описываемая подсвита перекрыта непосредственно отложениями верхнебавлинской серии.

На Саузбашской площади, находящейся на крайнем северо-западе Башкирской АССР, нижнеорьбашская подсвита сложена менее грубозернистыми терригенными породами, главным образом розовыми и красно-коричневыми микроклин-кварцевыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, содержащими подчиненные прослои темно- и зеленовато-серых аргиллитов и сильно глинистых известняков. Последние приурочены большей частью к верхней части разреза, а в самых низах его залегают крупнозернистые песчаники полимиктового состава. Описываемая подсвита здесь перекрывается верхнеорьбашской подсвитой, с которой она связана постепенными переходами. Вскрытая мощность подсвиты равна 414 м.

В западной части Сергеевско-Абдулинской впадины аналоги нижнеорьбашской подсвиты перекрыты непосредственно терригенной толщей девона, а на востоке (Султангулово) — образованиями верхнебавлинской серии.

Верхнеорьбашская подсвита полностью пройдена лишь одной Саузбашской скважиной на северо-востоке Башкирии, где ее мощность равна 626 м. Эта подсвита представлена здесь однородной толщей серых и темно-серых микрозернисто-кристаллических и мелкообломочных алевроито-глинистых доломитов, содержащих подчиненные прослои

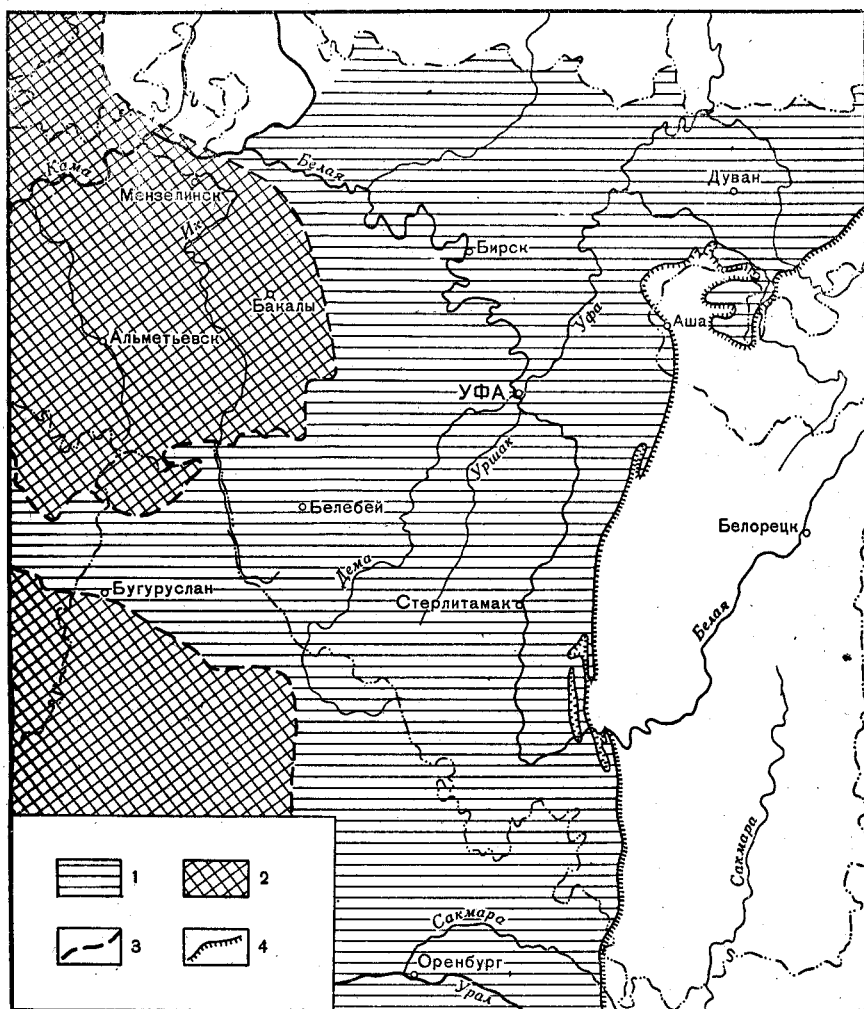


Рис. 5. Палеогеологическая карта нижнебавлинских отложений Западной Башкирии (составили К. Р. Тимергазин и Т. Н. Баталов)

1 — нижнебавлинские отложения; 2 — кристаллический фундамент; 3 — трансгрессивное залегание; 4 — граница складчатости Урала

темно- и зеленовато-серых аргиллитов и микроклин-кварцевых алевролитов, реже песчаников и известняков. Описываемая подсвита местами сильно окремнена, а в нижней части разреза прорвана кварцевыми габбро-диабазами.

На других площадях северо-запада Башкирии (Арлан, Акинеево, Орьбаш, Ново-Хазино и др.) верхнеорьбашская свита вскрыта на 15—45 м и представлена в основном теми же породами. В Орьбаше описываемая подсвита залегает под калтасинской свитой, на всех

остальных более западных площадях — непосредственно под верхнебавлинской серией или же под терригенной толщей девона.

На северо-западе Оренбургской области верхнеорьбашская подсвита еще нигде не вскрыта. В местах, где установлены аналоги нижнеорьбашской подсвиты (боровская свита); она и все вышележащие свиты нижнебавлинской серии или не отлагались или же размыты.

Калтасинская свита установлена лишь некоторыми скважинами в Калтасинском районе на северо-западе и в южной части Туймазинского района на западе Башкирской АССР. Полная мощность ее колеблется от 253 м в Калтасинском районе до 348 м в Туймазинском. Свита хорошо расчленяется на две подсвиты: нижнекалтасинскую и верхнекалтасинскую.

Нижнекалтасинская подсвита вскрыта в Калтасинском и Туймазинском районах. В наиболее мощных разрезах она подразделяется на три горизонта.

Нижний горизонт, залегающий непосредственно на кристаллических породах фундамента, сложен довольно однородной пачкой красно-коричневых неравнозернистых, большей частью средне- и крупнозернистых, микроклин-кварцевых песчаников с каолиновым цементом. Его мощность 35—40 м. Средний горизонт состоит из светло-серых с желтоватым, розоватым и зеленоватым оттенками, реже розовых, зеленовато-коричневато-серых мелко- и среднезернистых, участками слоистых, пористых микроклин-кварцевых песчаников мощностью 107—138 м. Верхний горизонт представлен однородной пачкой серых, зеленовато-коричневато-серых и сиреневых полевошпатово-кварцевых алевритов, содержащих подчиненные прослои красно-бурого аргиллита. Породы эти плотные, тонко- и микрослоистые, сильно слюdistые. Мощность 73—75 м.

Верхнекалтасинская подсвита установлена также в Калтасинском и Туймазинском районах. Представлена она розовато-серыми, розовыми, реже зеленовато- и коричневато-серыми, афанитовыми, микрозернистыми яшмовидными доломитами, содержащими подчиненные прослои красноцветных и зеленовато-серых полевошпатово-кварцевых песчано-алевритовых пород и аргиллитов.

Полная мощность описываемой подсвиты колеблется от 78—97 м в Туймазинском районе до 161—168 м в Калтасинском.

Серафимовская свита вскрыта бурением на многих площадях в западной и северной частях платформенной области Башкирии. На северо-западе Оренбургской области она так же, как и калтасинская свита, отсутствует; вероятно, размыта.

Серафимовская свита также расчленяется на две подсвиты: нижнесерафимовскую и верхнесерафимовскую. Полная мощность ее на юге Туймазинского района колеблется в пределах 68—295 м. В Калтасинском районе, где свита представлена лишь одной нижнесерафимовской подсвитой, мощность ее равна 128—270 м. Восточнее указанных районов описываемая свита нигде не вскрыта полностью. Наибольшая вскрытая мощность ее на участке Байкибашской скважины № 4 на севере равна 405 м, а на Шкаповской площади на юго-западе Башкирии 415 м, что свидетельствует об увеличении мощности свиты в восточном направлении.

Нижнесерафимовская подсвита слагается серыми, красно-коричневыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми, прослоями неравнозернистыми, мелкогравийными микроклин-кварцевыми песчаниками, содержащими подчиненные прослои красноцветных и зеленовато-серых алеврито-глинистых пород. В полных разрезах на юге Туймазинского района она хорошо подразделяется на три горизонта, из которых нижний и

верхний состоят главным образом из песчаников, а средний — преимущественно из аргиллитов.

Мощность подсвиты увеличивается с запада на восток и северо-восток. Так, если на юге Туймазинского района она колеблется в пределах 125—157 м, то в Калтасинском районе достигает 235—270 м, а в более восточных районах только вскрытая мощность ее превышает 270 м.

Верхнесерафимовская подсвита развита на юге Туймазинского района и на Башкирском поднятии на севере республики. Западнее она отсутствует: по-видимому, размыва. Подсвита сложена главным образом сургучно-красными, зеленовато-серыми участками, в различной степени алевроитовыми, тонкослоистыми аргиллитами и доломитовыми мергелями, содержащими подчиненные прослои розовато- и зеленовато-серых неравнозернистых микроклин-кварцевых песчаников, алевролитов и алевроито-глинистых доломитов. Характерно присутствие в отдельных прослоях подсвиты обломков эффузивных пород крупнопесчаной и гравийной размерности.

Литолого-фациальный состав западных и северо-восточных разрезов подсвиты сходен между собой, но на западе все же больше грубокластического материала и меньше карбонатности, чем на северо-востоке. На участках скважин Серафимовка 119, Леонидовка 495 и Старо-Петрово 5 описываемая подсвита прорвана дайками диабазовых пород.

Мощность подсвиты на юге Туймазинского района колеблется в пределах 97—138 м, на Башкирском поднятии и его склонах — от 34 до 144 м, а в Шкапово достигает 300 м. От карбонатных толщ верхнеорьбашской и верхнекалтасинской подсвит она отличается более сильной обогащенностью терригенным и железистым материалами.

Леонидовская свита в отличие от вышеописанных свит состоит из одной мощной толщи кварцевых песчаников, приуроченной к долинообразным впадинам на юго-восточном борту южной вершины Татарского свода. В частности, она установлена на Байтуганской площади на северо-западе Оренбургской области и в Бавлинско-Балтаевской долине на западе Башкирии и смежной части Татарии. Максимальная мощность ее здесь достигает 727 м. В других частях описываемой области, где вскрыты более древние свиты нижнебавлинской серии (Султангулово, Шкапово, Чекмагуш, Калтасы и Башкирское поднятие), эти отложения отсутствуют.

Песчаники леонидовской свиты кварцевые, розовые и красновато-коричневые, преимущественно мелко- и среднезернистые, с кальцитовым и кварцевым регенерационным цементом, с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов.

Описываемая свита отличается от других песчаниковых подсвит нижнебавлинской серии исключительно кварцевым составом, хорошей окатанностью зерен, наличием на зернах «железной рубашки» и регенерационных каемонок, обильным содержанием каолинового цемента и бедным комплексом тяжелой фракции. Выше толщи кварцевых песчаников леонидовской свиты фиксируется региональный перерыв и разрыв отложений нижнебавлинской серии. Общая вскрытая мощность нижнебавлинской серии в сводном разрезе равна более 2770 м.

В нижнебавлинской серии до последнего времени обнаружено около 18 самостоятельных тел диабазовых пород, значительно удаленных друг от друга. Некоторыми скважинами пересечено по два магматических тела на различных стратиграфических уровнях.

Верхнебавлинская серия установлена бурением на всех промысловых и разведочных площадях платформенной области Башкирии и в восточной части Сергиевско-Абдулинской впадины Оренбургской

области, за исключением площадей, находящихся на Татарском своде и в западной части вышеуказанной впадины.

Полностью верхнебавлинская серия пройдена примерно 100 скважинами в наиболее западных и северных районах описываемой территории, а большинством других разведочных скважин она вскрыта лишь в своей верхней части. На юге и востоке области, где наблюдается увеличение мощности этой серии, она пройдена полностью только двумя скважинами: Шкаповской скважиной № 59, где мощность ее равна 1027 м, и Шиханской № 5 в Предуральском прогибе, вскрывающей мощность ее в 1330 м.

В полных разрезах отложения верхнебавлинской серии расчленяются на две свиты: каировскую и шкаповскую.

Каировская свита установлена глубокими скважинами в северных и западных районах описываемой области, а также одной скважиной в Предуральском прогибе. Наиболее мощное и типичное развитие она имеет на северо-востоке платформенной части Башкирии, в частности на Каировской площади, где мощность ее равна 270 м. Шиханская скважина № 5 в Предуральском прогибе вскрывает ее мощность в 404 м.

Нижнекаировская подсвита. В основании каировской свиты залегает маломощная толща серых, зеленовато- и розовато-серых, неравнозернистых полимиктовых песчаников, на некоторых участках переходящих в гравелиты и конгломераты. Она является базальной толщей всей верхнебавлинской серии и трансгрессивно залегает на многих площадях на размытой поверхности серафимовской свиты, местами — непосредственно на орьебашской свите и на кристаллических породах фундамента, а в Бавлинско-Балтаевской зоне — на толще кварцевых песчаников леонидовской свиты. В описываемых отложениях северных разрезов содержится наряду с обломками подстилающих осадочных образований много обломочного материала из диабазовых пород. В западных разрезах в них много галек и гравия кристаллических пород. На Ардатовской площади они состоят главным образом из галек дже-спилита. Мощность колеблется обычно в пределах 20—40 м, редко достигая 50—90 м.

Верхнекаировская подсвита складывается частым тонким чередованием темно-серых и темно-зеленых, редко темно-коричневых гидрослюдистых аргиллитов и зеленовато-серых кварцево-плагиоклазовых и плагиоклазово-кварцевых песчано-алевритовых пород. В восточных разрезах преобладают аргиллиты, а алевриты имеют полевошпатово-кварцевый состав. В западных разрезах аргиллиты и алевриты играют примерно одинаковую роль и появляются подчиненные прослой и линзы песчаников и гравелитов. В составе кластических зерен здесь преобладают полевые шпаты, представленные преимущественно кислыми плагиоклазами, редко калиевыми шпатами (микроклином). К нижней половине подсвиты приурочен 20—30-метровый горизонт темно-коричневых аргиллитов, что позволяет расчленить ее на три горизонта. Мощность подсвиты увеличивается в основном в восточном направлении. Так, в наиболее западных Туймазинском, Калтасинско-Бураевском районах она не превышает 100 м, на линии Байкибаш—Шкапово увеличивается до 200—217 м, на участке Каирово — 250 м, а в Шиханской скважине № 5 в Предуральском прогибе достигает 318 м.

Шкаповская свита развита по всей описываемой территории, за исключением крайнего северо-востока (Гастуба, Каирово) и наиболее западных площадей (Арлан, Орьебаш, Туймазы, Байтуган и др.). Мощность свиты возрастает в южном и восточном направлениях.

Наиболее полная мощность свиты платформенной области Башкирии (в Шкапово) равна 810 м, а на востоке, в Шиханской скважине № 5 в Предуральском прогибе достигает 926 м. Шкаповская свита согласно налегает на каировскую и перекрывается различными горизонтами терригенной толщи девона. Поверхность ее сильно размыта. Отсутствие пород этой свиты на Уфимском плато (Тастуба, Каирово) и на некоторых площадях на западе, вероятно, объясняется полным их размывом. Она расчленяется на две подсвиты.

Нижнешкаповская подсвита представлена главным образом кварцево-плагиоклазовыми мелкозернистыми песчаниками и кварцевыми алевролитами. Мощность увеличивается с запада на юго-восток. Так,

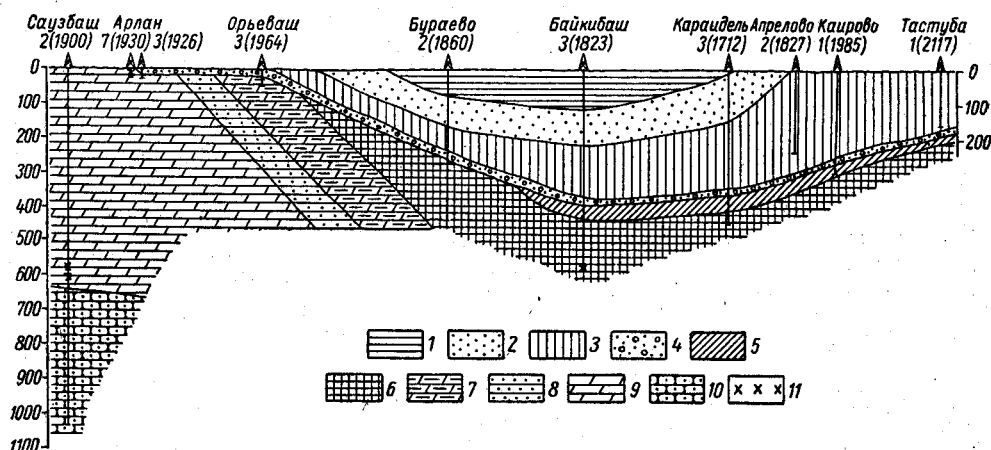


Рис. 6. Палеогеологический профиль (к началу D_2) по линии Саузбаш—Тастуба

Подсвиты: 1 — верхнешкаповская, 2 — нижнешкаповская, 3 — верхнекаировская, 4 — нижнекаировская, 5 — верхнесерафимовская, 6 — нижнесерафимовская, 7 — верхнекалтасинская, 8 — нижнекалтасинская, 9 — верхнеорьевацкая, 10 — нижнеорьевацкая; 11 — дайки диабазовых пород

в Туймазинском районе она равна 128—158 м, а в Шкапово увеличивается до 320 м.

Верхнешкаповская подсвита сложена часто пересланяющимися зеленовато-серыми глинистыми кварцево-плагиоклазовыми алевролитами и гидрослюдястыми аргиллитами, содержащими подчиненные прослои зеленовато-серых кварцево-плагиоклазовых и полимиктовых песчаников и гравелитов в наиболее западных разрезах. В составе песчано-алевролитовых пород в западных разрезах преобладают зерна плагиоклазов, а в восточных — зерна кварца. Мощность подсвиты в целом увеличивается с севера на юг и с запада на восток. В северных районах она не превышает 175 м, а в Туймазинском районе равна 310 м, в Шкапово увеличивается до 490 м, а в Шиханской скважине № 5 в Предуральском прогибе достигает 613 м.

Отложения верхнебавлинской серии в целом довольно четко отличаются от пород нижнебавлинской серии терригенным составом, преимущественно зеленоцветной окраской, плагиоклазовым составом полевых шпатов. Состав и условия залегания бавлинских отложений дополнительно к приведенному выше описанию характеризуются палеогеологическими профилями (рис. 6, 7).

Бавлинские отложения описываемой территории чрезвычайно бедны органическими остатками. В карбонатных породах нижнебавлинской серии отмечены лишь некоторые остатки, напоминающие водорослей, остракод и фораминифер (?), а в верхнебавлинской серии най-

дены только примитивные споры растений. По данным Е. В. Чибриковой (1959), комплекс спор этих отложений включает более одного десятка видов. Среди них наиболее широко распространен вид *Leiotriletes minutissimus* Naum., который встречен во всех подсвитах верхнебавлинской серии. Второй по распространению вид *Stenomarginata pusilla* Naum. установлен в шкаповской свите Предуральяского прогиба, а третий *Lophotriletes microglobosus* Tschibg. прослежен в пределах всей верхнебавлинской серии платформенной области Башкирии. Аналогичное распространение имеют: *Leiotriletes crassus*

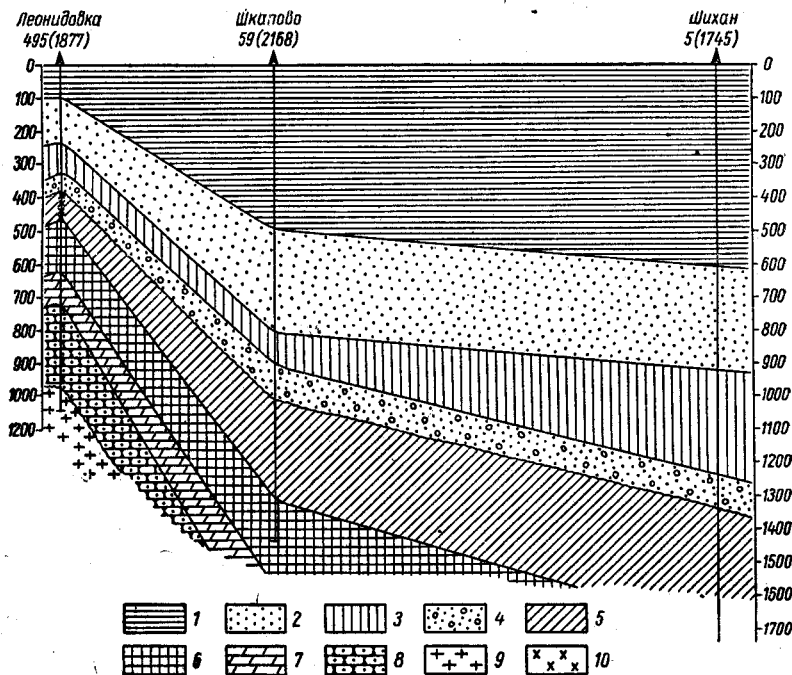


Рис. 7. Палеогеологический профиль (к началу D_2) по линии Леонидовка—Шкапово—Шихан

Подсвиты: 1 — верхнешкаповская, 2 — нижнешкаповская, 3 — верхнекаировская, 4 — нижнекаировская, 5 — верхнесерафимовская, 6 — нижнесерафимовская, 7 — верхнекалтасинская, 8 — нижнекалтасинская; 9 — кристаллический фундамент; 10 — дайки диабазовых пород

Naum. и *Trachytriletes minutus* Naum. Кроме того, описано несколько новых видов.

Указанные органические остатки, конечно, не могут служить палеонтологической основой для определения возраста рассматриваемых отложений. Поэтому для выяснения его необходимы данные определения абсолютного возраста. Такие определения сделаны на диабазовых породах, секущих нижнебавлинские отложения. Абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом кварцевых габбро-диабазов, прорывающих орешацкую свиту, колеблется от 1010 до 1130 млн. лет. Возраст кварцевого габбро-диабазы из вышележащей верхнекалтасинской подсвиты (А. И. Тугаринов) равен 1300 млн. лет, а габбро-диабазы из нижнесерафимовской подсвиты — 1140 млн. лет. Все это указывает на протерозойский возраст данной серии.

Описанные выше бавлинские отложения рядом исследователей сопоставляются с древними рифейскими свитами западного склона Южного Урала. На стратиграфическом совещании во ВСЕГЕИ (1962),

как уже отмечалось выше в общем обзоре, была принята схема корреляции рассматриваемых отложений с рифейскими образованиями упомянутого склона: верхнебавлинская серия сопоставляется с ашинской, отнесенной к вендскому комплексу нижнего палеозоя, а нижнебавлинская — с нижней частью каратауской серии и юрматинской серией рифея.

Древние свиты западного склона Южного Урала

На западном склоне Южного Урала широко развиты древние, в основном рифейские, свиты, сложенные слабо метаморфизованными преимущественно терригенными и отчасти карбонатными отложениями. В восточных районах этого склона в составе древних свит принимают небольшое участие также вулканогенные образования.

Начало изучения геологического строения области развития древних отложений западного склона Южного Урала относится к XVIII столетию (с 1770 г.) и связано с именами известных исследователей: Палласа, Лепехина, Георги, Гофмана, Гельмерсена, Мурчисона, Барбота да Марни, Меглицкого, Антипова и др. Более систематические исследования в области залегания рассматриваемых отложений провел Ф. Н. Чернышев (1889).

Позднее в южной части западного склона геологическими исследованиями занимался А. Штукенберг (1896, 1899), а в районах железорудных месторождений небольшие исследования проводили А. А. Краснопольский (1901, 1904), П. Ковалев (1902) и Л. Конюшевский (1906). При этом они полностью придерживались стратиграфической схемы Ф. Н. Чернышева.

В 1928—1930 гг. на западном склоне Южного Урала были проведены геологические съемки, в результате которых (Горяинова и др., 1931) древние немые образования, развитые западнее горной цепи Зигальга—Юрма-Тау, были впервые разделены на свиты (снизу): зигальгинскую, бакальскую, саткинскую, зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и ашинскую.

С 1931 г. до последнего времени на западном склоне Южного Урала проводились преимущественно детальные геологические съемки. К наиболее важным результатам этих исследований относятся детализация и увязка разрезов древних свит.

На основе детальных съемок и других исследований были составлены сводные работы по древним свитам, в частности работа О. П. Горяиновой, А. И. Иванова и Э. А. Фальковой и работа А. И. Олли (1948), а также составлены геологические карты (Синицын, 1958; Яковлев, 1959; Иванов, 1960; Ленных и Нестоянова, 1958; Нестоянова и Ожиганов, 1960).

В основу составления схемы стратиграфии древних свит западного склона Южного Урала положены крупные циклы седиментации, разграниченные перерывами и несогласиями в залегании отложений. Соответственно этим циклам разрез древних образований расчленен на серии, которые по литологическому признаку в свою очередь подразделены на свиты, а последние — на подсвиты.

В границах западного склона Башкирского Урала выделяются следующие серии и свиты (снизу):

1. Бурзянская серия, подразделяющаяся на большеинзерскую, суранскую и юшникскую свиты, которым в Челябинской области, возможно, соответствуют айская, саткинская и бакальская свиты.
2. Машакская серия (свита).
3. Юрматинская серия, состоящая из зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит.

4. Каратауская серия, подразделенная на зильмердакскую, катавскую, инзерскую и миньярскую свиты.

5. Ашинская серия (свита), представленная в западных районах горной Башкирии ашинской, а в восточных — аршинской свитами.

Бурзянская серия входит в ядро Башкирского поднятия, простираясь от широты дер. Александровки на севере почти до с. Авзян на юге. Кроме того, южнее Авзяна она слагает Бретьякскую, Аскардовскую и Кураганскую брахиантиклинали. Серия делится на свиты, которым в границах Башкирии присвоены названия (снизу): большеинзерская, суранская и юшинская. В Челябинской области этим свитам, возможно, соответствуют айская, саткинская и бакальская свиты.

Большеинзерская свита сложена толстослоистыми средними и мелкозернистыми кварцевыми, частью аркозовыми, филлитизированными, известковистыми или кварцитовидными песчаниками с тонкими прослоями темно-серых и зеленовато-серых серицито-кварцевых сланцев и темно-серых тонкослоистых известняков. Цвет песчаников серый, буровато- и желтовато-серый, а также охристо-желтый, реже розоватый и красно-бурый. В составе их встречаются, кроме кварца, полевой шпат (олигоклаз, реже микроклин). Цемент в песчаниках базальный, по составу серицито-хлоритовый, кварцевый и нередко карбонатный. Видимая мощность свиты 600—700 м.

Суранская (саткинская) свита в нижней и верхней частях сложена известняками и доломитами, а в средней — различными сланцами, нередко углистыми, известковистыми или доломитистыми, а также алевритистыми, с подчиненными им пачками и слоями алевритистых, частью углистых доломитов, известняков и филлитизированных алевролитов. Она налегает на большеинзерскую свиту согласно с постепенным переходом. Мощность от 1800 до 2200 м. Свита подразделена на подсвиты (снизу): миньякскую, бердагуловскую, ангастакскую, сердаукскую и лапыштинскую.

Миньякская подсвита в западных выходах сложена кристаллическими средне- и тонкослоистыми, реже толстослоистыми, серыми доломитами. В восточных выходах подсвита состоит из кристаллических известняков средне- и тонкозернистых, иногда доломитизированных, серого и светло-серого цвета. Породы толсто- и тонкослоистые, иногда микрослоистые. Мощность 400—600 м. К миньякской подсвите приурочены Исмакаевское и Юшинское месторождения кристаллических магнезитов.

Бердагуловская подсвита представлена в основном филлитовыми сланцами и алевритисто-карбонатными породами, обычно содержащими углистый материал. Филлитовые сланцы, имеющие наибольшее распространение в подсвите, слагают главным образом ее верхнюю часть. В нижней части подсвиты появляются тонкослоистые алевролиты и темно-серые доломиты, переслаивающиеся с углистыми доломитами, либо слагающие довольно мощные пачки. В нижней части подсвиты местами встречаются небольшие месторождения бурых железняков. Мощность 500—600 м.

Ангастакская подсвита сложена филлитовыми и алевритисто-филлитовыми сланцами и подчиненными им доломитизированными мергелями, алевритистыми доломитизированными известняками и доломитами. Сланцы по составу серицито-кварцевые и серицито-хлорито-кварцевые, реже карбонатные, обычно светло-серые, зеленовато- и голубовато-серые, местами темно-серые. В подсвите наблюдаются разнообразные переходные породы от сланцев к почти чистым светло-серым доломитам, встречающимся преимущественно в нижней части

подсвиты. Изредка прослеживаются тонко-слоистые алевролиты. Мощность около 400—500 м.

Сердаукская подсвита сложена филлитовыми сланцами с прослоями алевролитов. В западных выходах сланцы становятся сильно углистыми и подобными сланцам бердагуловской подсвиты. Мощность около 200—400 м.

Лапыштинская подсвита в западных выходах представлена алевролитистыми и мергелистыми доломитами серого и темно-серого цвета; в восточных выходах — кристаллическими известняками, частью доломитизированными. Мощность подсвиты заметно уменьшается в направлении с запада на восток (от 200—350 до 50 м).

Юшинская (бакальская) свита залегает согласно на суранской свите. Делится она на подсвиты (снизу): вязовскую, багарыштинскую и сухинскую.

Вязовская подсвита сложена сланцами филлитовыми и алевролитовыми. К ней приурочены небольшие, но многочисленные месторождения бурых железняков в Лапыштинском железорудном районе. Мощность подсвиты около 100—300 м.

Багарыштинская подсвита сложена песчаниками, содержащими пачки и прослой филлитовых и углистых сланцев и реже прослойки песчаных сланцев. Граница между вязовской и багарыштинской подсвитами проводится по нижним слоям песчаников. Мощность от 600 до 1000 м.

Сухинская подсвита сложена филлитовыми и хлоритоидными сланцами с подчиненными прослоями филлитизированных и кварцитовидных песчаников, подобных песчаникам багарыштинской подсвиты. Филлитовые сланцы темно-серые, по составу серицито-кварцевые, с примесью углистого вещества, часто содержат микрослои с повышенным содержанием кварца, окрашенные в серый или розоватый цвет. В нижней части подсвиты встречаются ленточные сланцы, в которых чередующиеся микрослои попеременно окрашены в какие-либо два из следующих цветов: желтый, шоколадный, зеленый, светло- и темно-серый. В подобных сланцах, состоящих из глинистого материала, серицита и кварца, наблюдаются порфиробласты хлоритоида, содержание которого местами достигает 5—15% состава породы. В верхней части свиты встречаются пачки серых доломитов, иногда с повышенным содержанием магнезии. Мощность подсвиты от 0 до 500 м.

Машакская серия (свита) залегает трансгрессивно на юшинской свите. В хребтах Машак и Большой Шатак она залегает на сланцах и песчаниках сухинской подсвиты, а в хр. Балятур — на песчаниках багарыштинской подсвиты. Свита непостоянна по составу и мощности. Севернее г. Иремель она представлена внизу альбитофирами, выше — зеленокаменными основными эффузивами и их туфами и сверху — темно-серыми филлитовидными сланцами. В хр. Нары свита в большей части срезана надвигом вдоль восточного склона хребта и сложена серыми грубозернистыми филлитизированными песчаниками и конгломератами с залежами зеленокаменных основных пород. В хребтах Машак, Ерик-Таш и Шатак свита представлена более полно — песчаниками, различными сланцами, конгломератами, зеленокаменными эффузивами основного, реже кислого состава. В северном конце хр. Машак свита местами отсутствует, а в южном достигает 1700 м мощности. Колебание мощности и выклинивание свиты обусловлены неравномерным накоплением осадков и размывом при отложении ее в прибрежной зоне, а также перед отложением залегающей выше зигальгинской свиты. В южном конце хр. Машак свита делится на подсвиты (снизу): ерикташскую (балятурскую), шакитарскую и кувышскую.

Ерикташская подсвета сложена филлитизированными и кварцитовидными песчаниками, филлитовыми и углистыми сланцами, конгломератами, зеленокаменными основными эффузивами и местами альбитофирами. Песчаники кварцевые серые, иногда с розоватым, фиолетовым или зеленоватым оттенками, толстослоистые, среднезернистые. Сланцы темно-серые и черные, микрослоистые, по составу кварцево-хлоритовые и кварцево-углистые, с примесью серицита. Конгломераты состоят из овальных и округлых галек размером от 2—3 до 50 см и представлены в базальном слое песчаниками и филлитами юшинской свиты, а в более верхних горизонтах, кроме юшинских песчаников, железистыми песчаниками фиолетовой окраски, не обнаруженными в нижележащих толщах. Цемент в конгломератах песчаниковый грубозернистый. Зеленокаменные основные эффузивы зеленоватые, плотные, с реликтами структуры мелкозернистых диабазов и диабазовых порфиритов, иногда с миндалекаменной текстурой. Они залегают среди осадочных образований пластовыми телами и линзами мощностью от 10 до 100 м. В хр. Машак мощность подсветы около 850 м.

Шакитарская подсвета сложена филлитизированными и кварцитовидными песчаниками серого цвета, иногда с розоватым или фиолетовым оттенком. Породы разнозернистые, состоят из зерен кварца, сцементированных серицитом и гидроокислами железа или кварцем нарастания. Мощность подсветы в хр. Машак около 350 м.

Кувышская подсвета сложена темно-серыми и черными филлитовыми и углистыми сланцами, а выше по разрезу сланцами коричневой или фиолетовой окраски. Сланцы с хлоритоидом слагают наиболее высокую вершину хр. Большой Шатак. В подсвете, кроме того, наблюдаются прослойки филлитизированных песчаников и залежи основных эффузивов и их туфов, метаморфизованных до зеленокаменного состояния. Мощность, по-видимому, не превышает 500 м.

Юрматинская серия состоит из свит (снизу): зигальгинской, зигазино-комаровской и авязянской.

Зигальгинская свита залегают на более древних свитах стратиграфически несогласно, делится на подсветы: нижнюю, среднюю и верхнюю. (Рис. 8, 9)

Нижняя подсвета сложена толстослоистыми кварцитами и песчаниками серого или светло-серого цвета. Породы средне- и мелкозернистые, в основном кварцевые. Цементом в них является кварц нарастания, иногда гидроокислы железа и чешуйки серицита. Мощность подсветы в хр. Нары около 100 м, в хр. Машак от 150 до 300 м.

Средняя подсвета сложена филлитовыми и оттрелитовыми сланцами с прослоями филлитизированных и кварцитовидных алевролитов, песчаников и кварцитов. Филлитовые сланцы по составу серицитохлорито-кварцевые, иногда с примесью углистого вещества. Оттрелитовые сланцы сильно углистые черные, встречаются в хребтах Машак, Ирмель, а в хр. Нары не обнаружены. Алевролиты обычно кварцитовидные серые, местами филлитизированные серовато-зеленые. В сланцах и алевролитах иногда встречаются трещины усыхания. Песчаники и кварциты залегают преимущественно в переходах к нижней и верхней подсветам. Мощность в хр. Нары около 100 м, в хр. Машак 250—300 м.

Верхняя подсвета сложена песчаниками и кварцитами средне- и толстослоистыми, серого и светло-серого цвета. Иногда в кварцитах заметна микрослоистость, выраженная темными и темно-красными полосками на основном светлом фоне пород. На контакте с зигазинокомаровской свитой встречаются темно-серые кварциты, содержащие углистое вещество. В породах наблюдается косая слоистость прибреж-

но-морского типа и знаки ряби. Породы от крупно- до мелкозернистых, причем первые встречаются в хребтах Зигальга, Нары, а мелкозернистые восточнее, в хребтах Машак, Кумардак и др. Мощность подсвиты в хр. Машак 550 м.

Кварцитовидные песчаники и кварциты зигальгинской свиты пригодны для изготовления динасового кирпича и могут быть также использованы как сырье для стекольного производства.

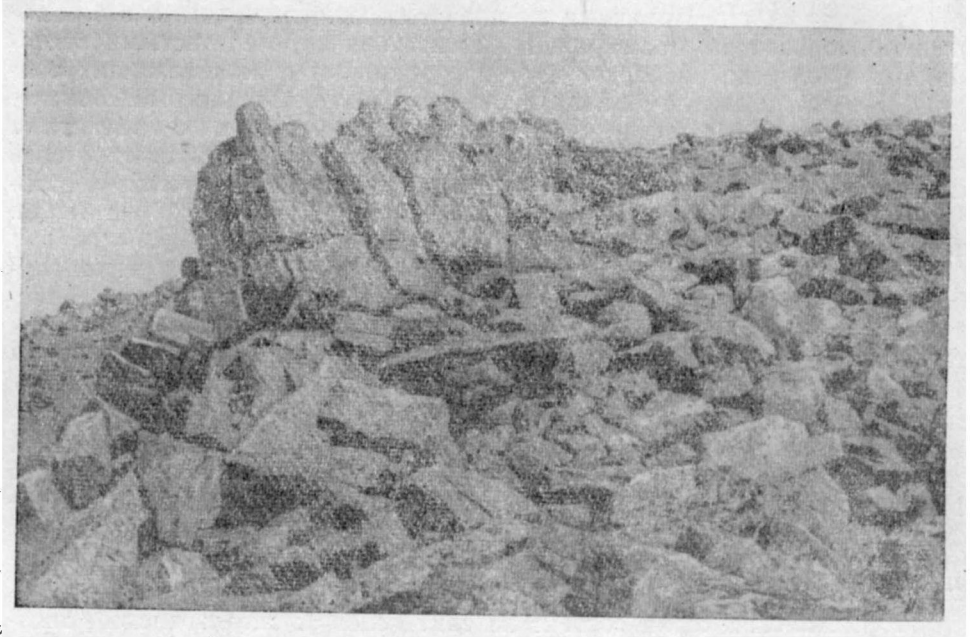


Рис. 8. Одна из гольцовых вершин горы Малый Иремель с останцами, сложенными кварцевыми песчаниками зигальгинской свиты. Фото А. А. Цветаева

Зигазино-комаровская свита залегает на зигальгинской свите согласно. Сложена она главным образом, алевролитами и сланцами в разной степени метаморфизованными — от слабо серицитизированных глинистых или филлитовидных до филлитовых и оттрелитовых. В свите встречаются прослой карбонатных пород, прослой мелкозернистых, а иногда крупнозернистых песчаников. Мощность 1000—1500 м.

Зигазино-комаровская свита делится на подсвиты (снизу): серегинскую, амбарскую и туканскую. В восточных районах западного склона расчленение зигазино-комаровской свиты на подсвиты произведено пока в немногих пунктах, в частности в Иремельском поднятии.

Серегинская подсвита в Ямантауском антиклинории сложена темно-серыми серицито-хлорито-кварцевыми глинистыми, часто углистыми сланцами, переслаивающимися с тонкослоистыми кварцевыми, кварцитовидными и реже аркозовыми алевролитами и иногда мелкозернистыми песчаниками. В низах подсвиты кое-где встречаются прослой оттрелитовых сланцев, а на р. М. Инзере — горизонт (около 100 м) серых рассланцованных и окварцованных доломитов. Этот горизонт известен местами и в других районах (например Авзянском). Прослой карбонатных пород изредка встречаются и выше по разрезу подсвиты. В Иремельском поднятии нижний горизонт подсвиты представлен тем-

но-серыми и черными углистыми и оттрелитовыми сланцами. Среди сланцев нижнего горизонта встречаются прослои плитчатых кварцитовидных алевролитов и кое-где темно-серых доломитов. В том же антиклинории более верхний горизонт подсвита сложен темно-серыми филлитовыми, по составу кварцево-хлорито-серицитовыми и кварцево-серицитовыми сланцами. Мощность от 250—500 до 1000 м.

Амбарская подсвита в Ямантауском антиклинории сложена серыми, голубовато- и зеленовато-серыми кварцево-серицито-хлорито-

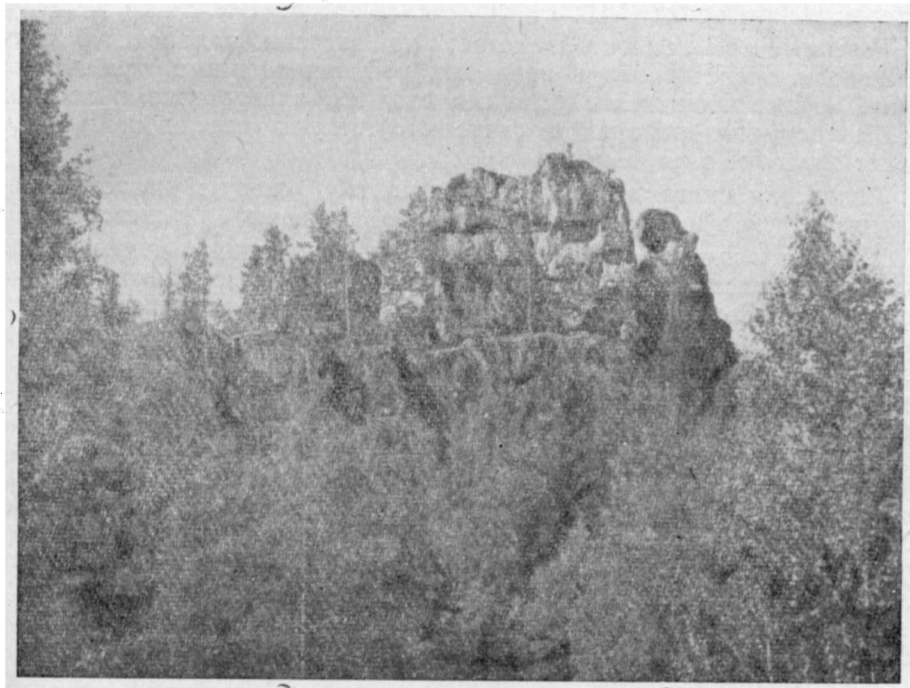


Рис. 9. Скальные выходы кварцито-песчаников зигальгинской свиты. Вершина хр. Капкалы. Фото Х. Р. Еникеева

выми, иногда глинистыми сланцами, а также породами, переходными к алевролитам. В виде прослоев в подсвите встречаются кварцевые, кварцитовидные и аркозовые алевролиты и реже мелкозернистые песчаники и карбонатные породы. В западном и северо-западном направлениях содержание в подсвите алевролитов и песчаников увеличивается, а среди последних иногда встречаются крупнозернистые разности. В Иремельском поднятии подсвита представлена серыми, желтовато- и зеленовато-серыми, зеленоватыми и реже темно-серыми кварцево-сланцевыми, кварцево-хлорито-сланцевыми и оттрелитовыми сланцами, с прослоями алевролитов, окрашенных в те же тона, что и сланцы, и местами с прослоями доломитов и известняков. Мощность подсвита от 160 до 400 м.

Туканская подсвита в Ямантауском антиклинории сложена тонкослойными серыми и зелено-серыми аркозовыми и кварцитовидными алевролитами с прослоями и пачками серицито-хлоритовых глинистых сланцев и редкими слоями карбонатных пород. В бассейне р. М. Инзера в алевролитах подсвита обнаружен автохтонный глауконит.

К югу от тракта Стерлитамак — Белорецк встречаются оттрелитовые сланцы, все породы приобретают более темный цвет и приближаются по своему характеру к породам серегинской подсвиты. В Иремельском поднятии туканская подсвита сложена темными углистыми и оттрелитовыми сланцами, ленточно-полосчатыми темно-серыми, зеленовато- и буровато-серыми кварцево-слюдисто-хлоритовыми сланцами, с прослоями серых, светло- и темно-серых кварцитовидных алевролитов. Мощность подсвиты 220—400 м. К туканской подсвите приурочен ряд месторождений железных руд в Зигазино-Комаровском, Авзянском и Белорецком районах.

Авзянская свита залегает на зигазино-комаровской свите согласно и представлена в западных районах толщами карбонатных пород, перемежающихся с толщами сланцев, алевролитов и песчаников. В восточных районах в свите отсутствуют песчаники и резко падает значение алевролитов.

Авзянская свита делится на подсвиты (снизу): катаскинскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую (зеленую) и реветскую.

Катаскинская подсвита западного типа сложена темно-серыми тонко- и толстослоистыми известняками и доломитами с прослоями кварцево-серицито-хлоритовых и слюдисто-хлоритовых, иногда глинистых или углистых сланцев и тонкослоистых алевролитов. При этом в Инзерском районе преобладают карбонатные породы, представленные преимущественно доломитами, а в Зигазино-Комаровском и в более восточном Авзянском районе развиты известняки и сланцы. В карбонатных породах подсвиты встречаются известковые водоросли (*Collenia, Osagia*). В Тирлянском районе описываемая подсвита представлена темно-серыми средне- и толстослоистыми мелкозернистыми доломитами, местами прослоенными пачкой темно-серых и зеленовато-серых по составу кварцево-слюдисто-хлоритовых сланцев. Мощность подсвиты в западных районах колеблется в пределах 280—500 м, в Авзянском районе достигает 440 м, а в Тирлянском снижается до 100—50 м. В последнем районе подсвита местами отсутствует.

Малоинзерская подсвита западного типа представлена слюдисто-хлорито-кварцевыми, иногда глинистыми и углистыми сланцами, тонкослоистыми кварцевыми и реже аркозовыми алевролитами с редкими прослоями и линзами доломитов и известняков. В Зигазино-Комаровском районе в бассейнах рек Зилима и Нугуша встречаются крупнозернистые песчаники. Цвет всех пород преимущественно серый и темно-серый. В восточных структурах в районе Тирляна описываемая подсвита сложена кварцево-слюдистыми, кварцево-слюдисто-хлоритовыми, углистыми и оттрелитовыми сланцами, изредка содержащими тонкие плитчатые слои кварцитовидных алевролитов и местами маломощные прослои доломитов. Цвет пород во всех районах серый и темно-серый. Мощность в западных районах колеблется в пределах 180—350 м, в Авзянском районе 100—320 м и в Тирлянском 300—400 м. К малоинзерской подсвите в Зигазино-Комаровском, Инзерском, Авзянском и Тирлянском районах приурочены месторождения железных руд.

Ушаковская подсвита состоит из серых и темно-серых средне- и толстослоистых доломитов, реже доломитизированных известняков иногда с прослоями темно-серых сланцев и алевролитов. В карбонатных породах встречаются известковые водоросли. Подсвита хорошо прослеживается в Инзерском районе, а в Тирлянском она представлена темно-серыми доломитами и замещающими их по простиранью сланцами, подобными сланцам малоинзерской подсвиты. Мощность

в западных районах обычно 80—100 м, а на р. Б. Инзере около 150 м. В Тирлянском районе она составляет 50 м.

Куткурская подсвита в Инзерском и Зигазино-Комаровском районах сложена серицито-хлоритовыми и серицито-хлорито-кварцевыми сланцами, кварцевыми и аркозовыми тонкослоистыми алевролитами, в которых местами встречается аутохтонный глауконит. Цвет пород зеленоватый, голубовато- и коричневато-зеленый, реже серый и светло-зеленовато-серый. В Авзянском районе подсвита состоит из одних сланцев, а в Тирлянском районе по рекам Авняру, Аршае и Тирляну она сложена ленточно-полосчатыми зеленоватыми, желтоватыми и розоватыми, реже серыми и темно-серыми кварцево-слюдистыми сланцами, содержащими тонкие (плитчатые) слои серых и желтовато-серых слюдистых кварцитовидных алевролитов. Мощность в западных районах колеблется в пределах 110—160 м и в Тирлянском районе — в пределах 100—150 м. К куткурской подсвите приурочены небольшие месторождения и проявления железных руд в Инзерском, Авзянском и Тирлянском районах.

Реветская подсвита состоит из толсто- и реже тонкослоистых мелкозернистых доломитов, местами богатых линзами кремней, с подчиненными прослоями кварцево-серицито-хлоритовых, иногда углистых, а в западных районах — и глинистых сланцев. В последних районах среди доломитов встречаются алевролиты, а на юге Зигазино-Комаровского района даже песчаники. В более восточном, Авзянском районе алевролиты редки, а в Тирлянском отсутствуют, за исключением верхов подсвиты, которые в этом районе представлены хлорито-серицито-кварцевыми, изредка углистыми сланцами с прослоями алевролитов и редкими прослоями доломитов. Цвет карбонатных пород в западных районах и в Авзянском преимущественно светло-серый и кремовый, а в Тирлянском — светло-серый обычно с желтоватым или розовым оттенком. Реже встречаются доломиты розового, малинового и темно-серого, а в Авзянском районе — зеленоватого цвета. Сланцы и алевролиты окрашены в серый и зеленоватый, а песчаники и в желтоватый цвет. Углистые разновидности сланцев темно-серые и черные. В доломитах встречаются водоросли *Collenia*. Мощность подсвиты в западных районах от 250 до 750 м, в восточных — от 250 до 400 м. К реветской подсвите приурочены небольшие Верхне-Аршинское и Николаевское месторождения свинцово-цинковых руд. Среди доломитов этой подсвиты встречаются очень чистые разновидности, которые могут быть использованы в качестве огнеупора.

Каратауская серия слагает Инзерский синклинирий и частично более западные структуры, а также ряд структур, расположенных вдоль р. Белой в Тирлянском и Авзянском районах. Серия делится на свиты (снизу): зильмердакскую, катавскую, инзерскую и минь-ярскую.

Зильмердакская свита в западных районах сложена аркозовыми и кварцитовидными песчаниками с линзами конгломератов, алевролитами, кварцево-серицито-глинистыми сланцами и слабо серицитизированными аргиллитами, а в восточных районах — аркозовыми и кварцитовидными песчаниками, кварцево-слюдистыми и кварцево-альбито-слюдистыми сланцами. В западных районах она согласно залегает на авзянской свите, а в восточных районах западного склона описываемая свита ложится со стратиграфическим перерывом на разные горизонты авзянской свиты и местами на зигазино-комаровскую свиту. Для зильмердакской свиты характерно преимущественно крупнозернистый гравийный материал и присутствие в ее породах калиевых полевых шпатов. В свите наблюдается уменьшение в юго-восточном направ-

лении крупности кластического материала и содержания в нем полевых шпатов. Мощность свиты в западных районах колеблется в пределах 750—2800 м, а в восточных — в пределах 1100—2200 м. Зильмердакская свита делится на подсвиты (снизу): бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую.

Бирьянская подсвита в северо-западных районах западного склона сложена розоватыми, малиновыми и желтоватыми тонко- и толстослоистыми крупнозернистыми и гравийными аркозовыми песчаниками с линзами мелкогалечных конгломератов и местами с прослоями алевролитов, сланцев и аргиллитов. Галька конгломератов состоит из кварца, кварцита, реже гранита и еще реже диабазы. Полевые шпаты в песчаниках представлены ортоклазом, микроклином и очень редко плагиоклазом. Отдельные слои пород обогащены ильменитом, а в верхнем горизонте подсвиты — глауконитом. Цементом песчаников является обычно кварц нарастания. Сланцы и аргиллиты подсвиты состоят из кварцевой пыли и серицитизированного глинистого материала. В восточных и южных районах подсвита представлена подобными же по исходному составу осадков породами, но с меньшим количеством крупнозернистых и гравийных разностей и с меньшим содержанием полевых шпатов. Мощность в западных районах от 500 до 2300 м и в восточных от 500 до 1000 м.

Нугушская подсвита в западных районах сложена серыми, зеленоватыми и малиновыми кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами, аргиллитами и алевролитами, с прослоями белых и светло-серых крупно- и неравномернозернистых кварцитовидных песчаников, в которых, кроме зерен кварца, иногда встречаются зерна полевого шпата, преимущественно микроклина. В восточных районах подсвита представлена кварцево-слюдисто-хлоритовыми сланцами с редкими прослоями кварцитовидных песчаников. Мощность в западных районах от 150 до 350 м, местами до 600 м и в восточных районах от 100—200 до 400 м.

Лемезинская подсвита состоит из толстослоистых крупно- и среднезернистых кварцитовидных песчаников в западных районах и средне- и мелкозернистых кварцитовидных песчаников в восточных районах. Цвет пород светло-серый и серый, иногда с желтоватым или розоватым оттенком. В составе пород, кроме кварца, иногда встречается полевой шпат, преимущественно микроклин. Мощность в западных районах от 120 до 250 м и в восточных до 300 м.

Бедерышинская подсвита в западных (рис. 10) районах сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Вверху ее разреза появляются тонкие прослои серых известняков либо доломитов. Цвет терригенных пород темно-серый и серый. В восточных районах подсвита сложена серыми, зеленоватыми, желтоватыми и темно-серыми кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами, в нижнем горизонте с прослоями серых и желтоватых кварцитовидных песчаников и кварцитов, в верхнем — с прослоями серых и темно-серых доломитов. Мощность подсвиты в западных районах колеблется от 50 до 350 м, в восточных от 200 до 500 м.

Катавская свита залегает согласно на бедерышинской подсвите зильмердакской свиты. Переход ее к последней выражен переслаиванием сланцев с карбонатными породами, которыми сложена катавская свита. Последняя в разных пунктах своего распространения несколько отлична. В западных районах она представлена пестроцветными, преимущественно тонкослоистыми известняками и мергелями, в основании которых в Инзерском районе выделяется рифовый горизонт с *Collenia compacta* Walc., *C. buriatica* Masl. и др. Известняки и мергели окрашены в малиновый, сиреневый и зеленоватый цвет. В более

западных и юго-западных районах сверху свиты выделяется ранее считавшаяся самостоятельной подинзерская толща светло- и темно-серых тонкослоистых доломитов и известняков мощностью до 280 м, содержащих иногда коллени. В восточном, Авзянском районе свита состоит из сходных по цвету с породами западных районов, но более метаморфизованных разнозерни-

стых известняков, часто окварцованных, альбитизированных и богатых иногда хлоритом. В Тирлянском районе свита делится на две толщи, из которых нижняя сложена толсто- и тонкослоистыми мелкозернистыми доломитами серого, желтовато- и темно-серого цвета, а верхняя — толсто- и тонкослоистыми плитчатыми кристаллическими известняками серой и светло-серой окраски, иногда с зеленоватым или розоватым оттенком. В районе дер. Махмутова в свите наблюдается слой зеленокаменной породы, по-видимому, метаморфизованного порфирита. Мощность свиты в Инзерском районе около 400 м, в Авзянском — до 200 м и в Тирлянском — около 600 м. Известняки и мергели катавской свиты западных районов пригодны для изготовления портланд-цемента, для чего они и добываются за пределами Башкирии, в районе Катав-Ивановского завода. Вероятно, эти известняки пригодны и для обжига на известь.

Инзерская свита залегает на катавской свите согласно. В западных районах она сложена зеленоватыми, розоватыми, малиновыми и иногда желтоватыми алевролитами, песчаниками и серицитоглинистыми сланцами. В верхней части свиты встречаются редкие прослои известняков. В восточном, Авзянском районе свита состоит из алевролитов и сланцев преимущественно зеленоватой окраски, богатых хлоритом и хлоритизированным биотитом. Глаукоцит в этих породах отсутствует. В Тирлянском районе окраска свиты и исходный состав ее существенно не меняются, однако большое значение приобретают сланцы, а среди частиц алевритовой размерности наблюдается резкое снижение содержания полевых шпатов. Мощность свиты в западных районах от 50 до 1000 м, в Авзянском районе — от 300 до 1000 м и в Тирлянском — от 250 до 600 м. (рис. 11).



Рис. 10. Кварцевые песчаники лемезинской подсвиты зильмердакской свиты. Выход в окрестностях с. Авзян. Фото З. В. Вафина

Миньярская свита залегает везде на инзерской свите согласно. В западных районах она сложена серыми и темно-серыми, реже светло-серыми и желтовато-серыми тонкослоистыми, иногда массивными доломитами и известняками. Последние приурочены обычно к верхней части свиты, но местами известняки встречаются и в низах ее. В восточных районах свита сложена толстослоистыми и массивными, реже тонкослоистыми и мелкозернистыми доломитами и подчиненными им известняками, залегающими преимущественно в верху

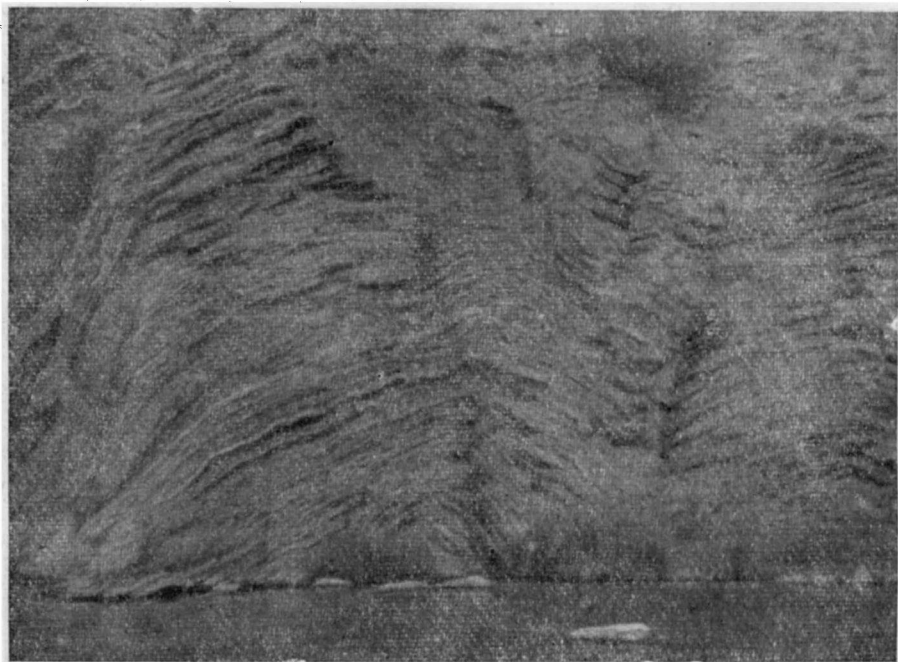


Рис. 11. Тонкие переслои алевролитов и сланцев инзерской свиты. Река Инзер. Фото Х. Р. Еникеева

свиты. Окраска пород серая, иногда с желтым или розоватым оттенком. Известняки частью черные, битуминозные, в Тирлянском районе иногда кристаллического строения. Как в западных, так и в восточных районах карбонатные породы содержат линзы кремней, оолитовые образования и водоросли *Collenia* и *Osagia*, среди которых обнаружены в западных районах *Collenia buriatica* Masl. и в Тирлянском районе *Collenia buriatica* Masl., *Osagia buriatica* Masl. В свите встречаются прослои песчаников, в Тирлянском районе, кроме того, филлитовые сланцы, а в Авзянском эффузивы, представленные пироксеновым микропорфиритом. Мощность свиты в западных районах от 50—150 до 800—900 м и в восточных не менее 600 м, местами, возможно, до 1000—1200 м. К миньярской свите приурочены небольшие месторождения железных руд в Авзянском и Тирлянском районах. Известняки могут быть использованы для обжига на известь (они разрабатывались с этой целью у с. Инзер), а чистые разности доломитов — в качестве огнеупоров (рис. 12).

Ашинская свита состоит из полимиктовых, кварцевых и аркозовых песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Она залегает на миньярской свите со стратиграфическим перерывом и покрывает

вается в области передовых хребтов западного склона такатинскими слоями эйфельского яруса среднего девона и местами верхним девонном, а в районе широтного течения р. Белой — верхним ордовиком и местами силуром. В передовых хребтах западного склона свита разделена на четыре подсвиты (снизу): урюкскую, басинскую, куркураукскую и зиганскую. В районе широтного течения р. Белой, а также в каратауском структурном комплексе указанное деление свиты не выдерживается. В последней структуре отложения, залегающие на миньяр-

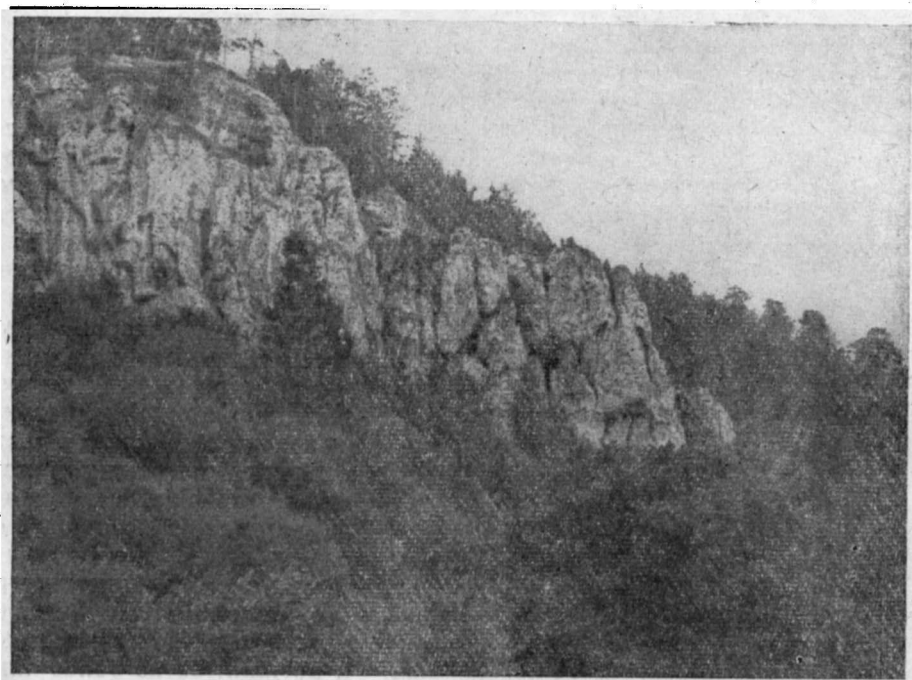


Рис. 12. Выходы известняков миньярской свиты в районе пос. Инзер. Фото Х. Р. Еникеева

ской свите, С. М. Домрачев (1952) выделил под названием укской свиты. По мнению Ю. Р. Беккера (1958), укская свита не является аналогом ашинской, а залегает между ней и миньярской, стратиграфически согласно с последней и несогласно с первой. Мощность ашинской свиты от 750 до 1700 м.

Урюкская подсвита местами начинается конгломератами мощностью до 20 м с гальками пород катавской, инзерской и, по-видимому, миньярской свит, а также с гальками кварцитов, габбро-диабазов и гранитоидных пород. На р. Бол. Ревет в нижней части подсвиты залегают глауконитовые песчаники и алевролиты мощностью 15—20 м. Выше по разрезу подсвита сложена желтовато- и розовато-серыми крупнозернистыми песчаниками и гравелитами, местами переходящими в мелкогалечные конгломераты. В бассейне р. Зилима материал подсвиты более тонкий: здесь она представлена розоватыми и желтоватыми мелкозернистыми кварцитовидными и аркозовыми песчаниками, иногда с тонкими прослоями сланцев. Мощность подсвиты 100—125 м.

Басинская подсвита сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На р. Басе она делится на четыре горизонта.

Первый (нижний) горизонт мощностью от 100 до 150 м представлен серыми и зеленовато-серыми песчаниками с тонкими прослоями сланцеватых аргиллитов и песчано-аргиллитовых пород. Второй горизонт мощностью 300 м сложен тонкоплитчатыми сланцеватыми аргиллитами с прослоями песчаников. Цвет пород серый, со слабым зеленоватым оттенком, в отдельных слоях коричневатый. Третий горизонт мощностью от 100 до 150 м



Рис. 13. Выходы конгломератов куркурауской подсвиты ашинской свиты у тракта Стерлигамак—Белорецк, восточнее дер. Макарово. Фото Вафина

стоит из крупнозернистых и гравийных песчаников зеленовато-серого цвета, иногда с желтоватым оттенком. Четвертый горизонт мощностью от 100 до 250 м сложен переслаивающимися серыми и желтовато-серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность на р. Басе около 850 м.

Куркурауская подсвита сложена коричневатокрасными и коричневыми полимиктовыми песчаниками, содержащими мелкую рассеянную гальку различных пород. В нижней части подсвиты песчаникам подчинены прослой и пачки аргиллитов, а в основании ее на р. Инзере залегает пласт брекчии с большим количеством угловатых и слабо окатанных плит песчаников и аргиллитов из более нижних горизонтов ашинской свиты. Вверху подсвиты выделяются горизонты конгломератов с прослоями и линзами крупнозернистых и гравийных песчаников, прослеживающихся от р. Лемезы на севере почти до широтного течения р. Белой на юге. Размер галек конгло-

мератов до 30 см в поперечнике. В составе их встречаются граниты, альбитофиры, кварцевые и полевошпатово-кварцевые порфиры, кварц, кристаллические сланцы, кварциты, яшмы и другие породы. Мощность конгломератов от 18 до 130 м, а общая мощность подсвиты на юге 40—50 м и на р. Бол. Инзере 175 м.

Зиганская подсвита сложена (рис. 13) зеленовато-серыми, серыми и реже желтоватыми, мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Вверху подсвиты местами залегает незначительная по мощности пачка мелкогалечных конгломератов, а в средней части — гравелитов. На р. Бол. Инзере в подсвите выделяются четыре горизонта, из которых первый и третий (снизу) сложены песчаниками, а второй и четвертый — преимущественно аргиллитами. Мощность подсвиты до 400 м.

В Авзянском районе развиты породы, по условиям залегания и общему характеру отложений сходные с ашинской свитой западного склона. Эта свита состоит из песчаников, алевролитов и сланцев. В ней обнаружен покров диабазовых порфиринов. Среди грубо-обломочных пород свиты наблюдаются гравийные и конгломератовидные кварцевые и аркозовые, иногда полимиктовые песчаники, реже и конгломераты незначительной мощности. Последние залегают над эффузивами и состоят из разнообразных пород, среди которых отмечены гальки кремнистых известняков. Песчаники свиты сцементированы карбонатным цементом. Сланцы и алевролиты иногда богаты гематитом. Мощность свиты в Авзянском районе около 700—1000 м.

В Тирляном районе между миньярской свитой и фаунистически охарактеризованным средним — верхним ордовиком А. И. Ивановым выделена так называемая аршинская свита, по его мнению, синхронная ашинской свите западных районов. Она представлена различными сланцами с прослоями и линзами песчаников, кварцитов, конгломератов и изредка доломитов.

В настоящее время согласно господствующим взглядам отложения этих свит относятся к рифею и вендскому комплексу нижнего палеозоя. За рифейские образования принимаются толщи всех свит, кроме ашинской. Последняя относится к упомянутому комплексу. Такое заключение основывается главным образом на данных радиологического определения. Так, в лаборатории ВСЕГЕИ (Полевая, 1959) аргоновым методом получен абсолютный возраст глауконитов из разных свит: авзянской — 1263 млн. лет, инзерской — 932—876 млн. лет, миньярской — 618 млн. лет и ашинской — 573 млн. лет.

Как выше было отмечено, карбонатные породы ряда древних свит характеризуются присутствием строматолитов. Поэтому имеются попытки использования этих образований при решении вопросов стратиграфии кембрийских и докембрийских отложений. В итоге изучения строматолитов рифейских отложений западного склона Южного Урала и других регионов И. Н. Крылов пришел к выводу о том, «что в разновозрастных отложениях, близких по составу пород, встречаются разные строматолиты, тогда как в одновозрастных отложениях одинаковые строматолиты встречаются на огромной площади в довольно различных по составу породах» (1962). Рассматривая вертикальную смену строматолитовых комплексов и характер эволюции столбчатых ветвящихся строматолитов, И. Н. Крылов выделяет в разрезе рифея три комплекса этих образований соответственно трехчленного его деления:

Нижний рифей (бурзянская серия) — повсеместное распространение ксенофитонов, пластовых строматолитов и столбчатых ветвящихся строматолитов группы *Kussiella Krylov*.

Средний рифей (юрматинская серия) — также характерно широкое распространение ксенофитонов и столбчатых ветвящихся строматолитов группы *Baicalia Krylov*.

Верхний рифей (каратауская серия) — ксенофитоны редки, резкое преобладание разнообразных столбчатых ветвящихся строматолитов групп *Cymnosolen*, *Steinmann*, *Minjaria*, *Krylov* и др.

БЕЛОРЕЦКИЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

На правобережье р. Белой в Белоречном районе залегает комплекс пород, который отличается от отложений древних свит западного склона Южного Урала более высоким региональным прогрессивным метаморфизмом. Этот комплекс представлен слюдистыми кварцитами, разнообразными слюдяными сланцами и подчиненными им мраморами

и кристаллическими магнезитами. Местами здесь распространены амфиболиты и связанные с ними амфиболо-сланцевые сланцы.

Площадь распространения пород комплекса протягивается примерно на 120 км: от с. Узьян на юге до р. Тирляна на севере. Наибольшая ширина ее (до 40 км) наблюдается у г. Белорецка. Геологическое строение этого района отличается сложностью, что при недостаточной обнаженности, особенно в участках, к которым приурочены контакты толщ неодинакового состава, вызывает трудности в изучении геологического строения. Это обстоятельство в основном и обусловило некоторые расхождения у исследователей во взглядах на стратиграфию и тектонику данного района. Изучение площади залегания рассматриваемых образований в основном приходится на советский период. Н. Н. Дингельштедт (1933) южнее широтного колена р. Тирляна выделил толщи метаморфических сланцев, которые аналогичны по своим петрографическим особенностям и сходны по возрасту с некоторыми сланцевыми толщами зоны хр. Урал-Тау, но древнее тех отложений Тирлянского района, которые в более позднее время исследователями были отнесены к древним свитам западного склона. Р. Э. Квятковский (1933) между параллелями г. Белорецка и с. Узьян выделил метаморфическую толщу, которую он подразделил, считая снизу вверх, следующим образом: слюдяные сланцы, кристаллические известняки и кварциты. Д. Г. Ожиганов (1940) на основе геологической съемки правобережья р. Белой в Белорецком и Тирлянском районах впервые выделил комплекс пород, существенно отличающийся своими фаціальными особенностями, глубиной прогрессивного регионального метаморфизма и стратиграфическим положением от древних свит, залегающих в смежных районах западного склона. Этот комплекс был назван белорецким. Принятая при этом схема стратиграфического расчленения данного комплекса в дальнейшем им уточнялась и детализировалась. А. И. Иванов занимался геологическим картированием в Тирлянском и частью в Белорецком районах. На составленных им геологических картах в границах этой области выделены преимущественно площади залегания древних свит начиная от ашинской и кончая зигальгинской. Только на небольшой части планшета № 40—80 по западному склону хр. Яндык и в районе верховьев р. Сюрюньзяка показано залегание свит, представленных значительно метаморфизованными толщами и отнесенных к «нижнему протерозою».

Белорецкий комплекс Д. Г. Ожигановым подразделен на мурунскую и кирельскую серии.

Мурунская серия названа по р. Муруну. Она приурочена к району, где находится приосевая возвышенная зона хр. Яндык.

Разрезы этого района и площадей, примыкающих к нему с запада и востока, характеризуют особенности состава, стратиграфии и тектоники данной серии. Она подразделена, считая снизу вверх, на следующие свиты: яндыкскую, азикеевскую, сюрюньзякскую и мраткинскую.

Яндыкская свита. Эта свита слагает центральную наиболее возвышенную часть хр. Яндык, где она выступает на поверхность преимущественно в виде гребней и больших скалистых уступообразных обнажений. Свита сложена слюдяными белыми и светло-серыми кварцитами и подчиненными им слюдяно-кварцевыми и хлорито-сланцевыми сланцами. Иногда встречаются небольшие пластообразные тела амфиболитов.

Кварциты представлены среднезернистыми разностями. Для них характерна параллельная слоистость. Косая слоистость, а также следы ряби на поверхности слоев не встречаются. Не отмечаются случаи нахо-

ждения среди кварцитов прослоев гравия и конгломератов. Как видно под микроскопом, кварциты являются породами значительно метаморфизованными. Реликты обломочных структур полностью отсутствуют. Тесно сросшиеся зерна кварца имеют гранобластовую структуру. Контуры зерен лишены мелкой зубчатости. В кварцитах всегда присутствуют лейсты мусковита, вытянутые согласно сланцеватости пород. Встречаются разности кварцитов несколько ожелезненные, имеющие при выветривании вид розово-красных и розовых авантюринов. Иногда описываемые породы содержат в себе в небольшом количестве графит.

По всем отмеченным признакам кварциты яндыкской свиты существенно отличаются от песчаников и кварцитов зигальгинской свиты, слагающих высокие хребты западного склона: Большой Ямантау, Иремель, Зигальга и др. В песчаниках этих хребтов под микроскопом хорошо различаются обломочные структуры, а кварциты имеют зубчатую структуру, характерную для переходных пород от песчаников к кварцитам. Песчаники и кварциты зигальгинской свиты бывают то среднезернистыми, то грубозернистыми. На поверхности их слоев довольно часто наблюдаются знаки ряби. Встречаются разновидности песчаников и кварцитов с косой слоистостью. Описанным породам зигальгинской свиты подчинены филлитовидные хлорито-серицито-кварцевые сланцы, иногда углистые и графитизированные. О. П. Горяинова и Э. А. Фалькова (1940) указывают на присутствие в разрезе зигальгинской свиты хр. Караташ прослоев доломитов. А. И. Олли (1948) отмечает наличие таких прослоев среди песчаников и кварцитов хр. Зигальга.

Как видно из изложенного, яндыкская свита в отношении состава, структуры, текстуры, степени регионального метаморфизма слагающих ее пород существенно отличается от зигальгинской. Все это явилось следствием различия палеогеографической обстановки в эпохи формирования яндыкской и зигальгинской свит.

Учитывая отмеченные различия между яндыкской и зигальгинской свитами в отношении регионального метаморфизма и литологии, а также принимая во внимание видимое падение пород белорецкого комплекса под древние свиты, залегающие смежно с ними, Д. Г. Ожиганов считает, что первая свита по сравнению со второй занимает в общем разрезе западного склона более низкое стратиграфическое положение. Максимальная мощность ее равна 400—500 м. А. И. Иванов относит кварциты хр. Яндык к зигальгинской свите.

Азикеевская свита пользуется сравнительно широким распространением. Она залегает на восточном и западном склонах хр. Яндык и приурочена к крыльям Яндыкской антиклинали. В границах западного крыла этой складки породы ее выходят у Азикеевской и Каменной кочевок, у рч. Муруна и в районе хр. Баятур. От северного конца хр. Яндык породы этой свиты уходят по простиранию к юго-восточной подошве хр. Кирель. Они слагают почти полностью хребты М. Малиновы и Нурский, имеющие антиклинальное строение.

Азикеевская свита сложена различными метаморфическими породами. Среди них важное значение принадлежит следующим парасланцам: мусковито-кварцевым, хлорито-мусковито-кварцевым, кварцево-слюдистым и хлорито-слюдистым. Перечисленные сланцы нередко содержат в себе графит. Иногда в том или другом количестве присутствует в них хлоритоид. Хлорит и хлоритоид являются минералами, образовавшимися при регрессивном метаморфизме преимущественно за счет биотита.

Перечисленные выше парасланцы, как видно под микроскопом, являются породами значительно метаморфизованными. Слюдистые

разности их характеризуются присутствием хорошо развитых лейст мусковита и иногда одновременно биотита. Сланцы, содержащие в себе в значительном количестве кварц, обычно бывают кварцитовидными и лишенными реликтов обломочных структур. Представлены описываемые породы листоватыми и плитчатыми разностями.

Отмеченным выше сланцам подчинены кварциты и амфиболиты. Кварциты встречаются на различных стратиграфических уровнях разреза свиты, но преимущественно в нижней половине ее. Они представлены белыми и светло-серыми тонко- и среднеслоистыми слюдястыми разностями, лишенными знаков ряби и косой слоистости. Как видно под микроскопом, в кварцитах зерна кварца имеют полигональную несколько вытянутую по сланцеватости породы форму. Присутствуют лейсты мусковита. Среди агрегата зерен кварца иногда наблюдаются отдельные зерна плагиоклаза. Хорошие обнажения азикеевских кварцитов можно видеть на западном склоне хр. Яндык у Каменной кочевки, восточнее Азикеевской кочевки и по левому берегу р. Муруна в районе ее верховьев. Небольшие скалистые выступы образуют названные породы по восточному склону и вершине хр. Малого Малинового; обнажаются они и по вершине хр. Нурского.

Амфиболиты слагают хр. Балатур. Встречаются они по восточному склону хр. Яндык, а также в полосе, проходящей между северным окончанием хр. Яндык и юго-восточной подошвой горы Кирель. Толща их протягивается вдоль западного склона хр. Малого Малинового и местами — вдоль западного склона хр. Нурского. Амфиболиты среди пород описываемой свиты присутствуют в районе с. Узьян.

Амфиболиты — это темно-зеленые и зеленые средне- и крупнокристаллические полосчатой текстуры сланцеватые породы. Главными породообразующими минералами их являются амфиболы и полевые шпаты. Амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой и уралитом. Содержание их в описываемых породах достигает 60—70%. Полевой шпат (альбит) образует мозаичные скопления и встречается в виде порфиробластов. Некоторые разновидности амфиболитов содержат в себе кварц, эпидот, биотит и хлорит. Изредка встречается гранат альмандин. Структура гранонематобластовая.

По-видимому, амфиболиты образовались из основных эффузивов и туфов, поскольку в залегании их намечается приуроченность к определенной части разреза свиты, преимущественно к верхним горизонтам ее. Возможно, в местах максимального своего развития (например, в районе хр. Балатур) амфиболиты частично образовались из интрузивных пород, основного состава.

Внутри толщи амфиболитов, а также в висячем и лежащем боках ее местами присутствуют хлорито-биотитовые, амфиболо-биотитовые, амфиболо-биотито-кварцевые сланцы, характеризующиеся присутствием крупных пластинок биотита. Все эти сланцы тесно связаны с такими разновидностями амфиболитов, которые содержат в себе в значительном количестве водяно-прозрачный кварц и, по-видимому, являются крайними членами изменения амфиболитов под влиянием гидротермальных растворов.

Мощность амфиболитовой толщи довольно непостоянна. Обычно она колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. В районе хр. Балатур она, вероятно, превышает 200 м. Общая мощность всей азикеевской свиты в местах ее максимального развития достигает 900 м.

Стратиграфическое положение описанной азикеевской свиты определяется непосредственным налеганием ее на яндыкскую свиту, с которой она имеет нормальный стратиграфический контакт. Это, например,

можно видеть в районе хр. Яндык. Данный хребет имеет антиклинальное строение, что особенно хорошо выражено в северной половине его. Замок антиклинали сложен кварцитами яндыкской свиты, а крылья — породами азикеевской свиты. В местах некоторого погружения оси антиклинали кварциты уходят с дневной поверхности, погружаясь под породы последней свиты*.

Сюрюнзякская свита в общем разрезе белорецкого метаморфического комплекса может рассматриваться как весьма характерная и маркирующая толща, довольно устойчивая по своему составу и характеру метаморфизма, несмотря на то, что нередко площади ее залегания удалены друг от друга и разобщены выходами иных отложений. Свита залегает в правобережье р. Белой у г. Белорецка и севернее его в прибельской полосе вплоть до ст. Шушпа Белорецкой ж. д. Породы ее слагают меридиональный увал, находящийся на левобережье упомянутой реки, севернее широты Егоровой Поляны. Полоса распространения описываемой свиты протягивается вдоль меридионального течения р. Нуры и ее притока Отнурок. На значительной площади эти отложения залегают по левобережью р. Буганак севернее Белорецкой ж. д., у ст. Сатра и в районе рек Б. и М. Сюрюнзяка. Встречаются они по восточному склону хр. Яндык, а также по правую сторону р. Белой в районе дер. Азнагуловой.

Для состава свиты наиболее характерными являются: гнейсовидные слюдяно-полевошпатовые сланцы и метаморфические карбонатные породы. Указанные сланцы обычно состоят из сравнительно крупных пластинок мусковита и биотита, а также из полевых шпатов и кварца. Полевые шпаты преимущественно присутствуют в виде порфиروبластов. Представлены они вторичным альбитом, иногда имеющим в себе большое количество включений зерен кварца, чешуек мусковита и биотита. Иногда в центре порфиروبластов альбита сохраняются участки незамещенного калиевого полевого шпата. Мусковит и биотит образуют сплошные слюдяные прослойки. Структура сланцев нередко бывает очковой. Встречаются такие разновидности их, в которых наряду с отмеченными порообразующими минералами присутствуют кальцит и доломит. Иногда эти минералы в составе описываемых пород бывают господствующими.

К толщам отмеченных выше сланцев бывают приурочены залежи слюдяных мраморовидных известняков, доломитов и кристаллических магнетитов. Наиболее мощные скопления упомянутых карбонатных пород находятся: у р. Буганак — мраморовидные слюдяные известняки и доломиты; в районе рек Б. и М. Сюрюнзяка — мраморовидные известняки, доломиты и кристаллические магнетиты; у меридиональной части долины р. Нуры и ее притока Отнурка — доломиты и кристаллические магнетиты; в Прибельской полосе у г. Белорецка и севернее до ст. Шушпа — слюдяные мраморовидные известняки, доломиты и, кроме того, местами кристаллические магнетиты. Помимо указанных пород, в сложении свиты участвуют слюдяно-кварцевые и хлорито-слюдяные сланцы. Встречаются слои и пачки слюдяных кварцитов.

Иногда в доломитах и слюдяно-кварцевых сланцах прослеживаются прослойки конгломератов с гальками и валунами, состоящими из мраморов, слюдяных кварцитовидных сланцев и кварца. Характерно отсутствие в этих конгломератах галек и валунов, состоящих из сланцев и кварцито-песчаников, а также других пород древних свит западного склона.

* А. И. Иванов породы азикеевской свиты восточного крыла Яндыкской антиклинали относит к зигазино-комаровской свите.

Стратиграфическое положение сюрюньзякской свиты в общем разрезе белорецкого комплекса может быть выяснено на основе изучения условий ее залегания. Находящаяся в районе рек Б. и М. Сюрюньзяк широкая синклираль сложена породами сюрюньзякской свиты. Слюдяно-полевошпатовые и другие метаморфические сланцы этой свиты вместе с подчиненными им залежами кристаллических магнетитов месторождений Кызыл-Таш, Сюрюньзякского и Балятурского, как выяснено бурением, приурочены к восточному крылу сюрюньзякской синклинали. Толща всех этих пород подстилается образованиями, выходящими на

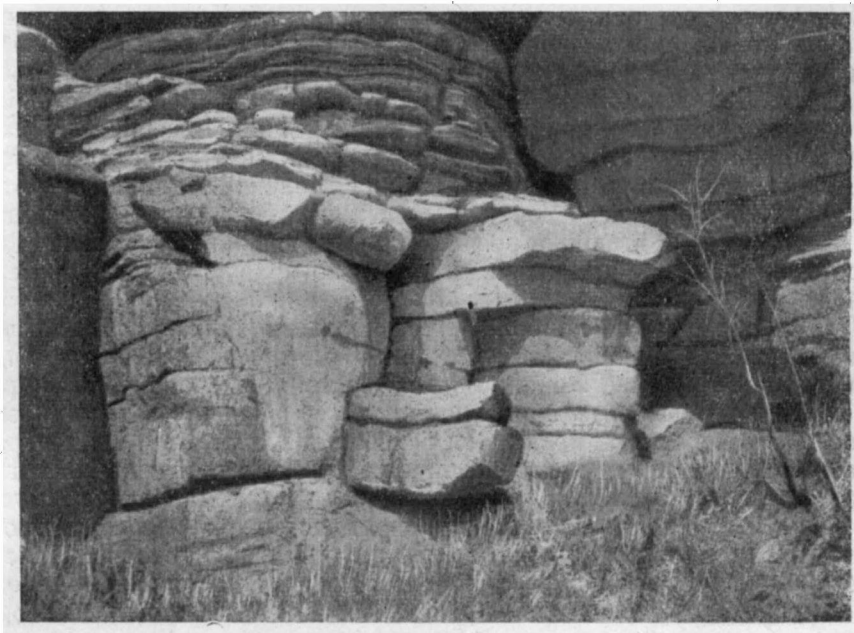


Рис. 14. Кристаллические магнетиты сюрюньзякской свиты. Река Сюрюньзяк. Фото Д. Г. Ожиганова.

поверхность восточнее в районе хр. Балятур (верхняя часть азикеевской свиты). Такие же стратиграфические соотношения двух упомянутых свит наблюдаются и в ряде других участков области развития белорецкого комплекса. В отдельных точках встречаются случаи видимого падения сланцев сюрюньзякской свиты под породы азикеевской свиты. Детальное изучение показало, что такие случаи вызваны опрокинутостью местных складок. Максимальная мощность свиты до 600—700 м.

Н. Д. Сухарев приписывал хр. Яндык синклинальное строение, а местности, прилегающей к рекам Б. и М. Сюрюньзяку, — антиклинальное строение (рис. 14).

Мраткинская свита подразделена на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита. К ней отнесены породы горы Мраткиной, породы обособленных в рельефе возвышенностей правобережья р. Белой между широтами г. Белорецка и ст. Шушпа: Теплой, Толстой, Россыпной и др.

Подсвита сложена слюдястыми кварцитами и подчиненными им кварцитовидными сланцами. Кварциты неравнозернистые. В них присутствуют порфиробласты кварца и изредка микроклина. По сланце-

ватости данных пород располагаются листочки мусковита. Присутствует вторичный хлорит. Иногда кварциты бывают ожелезнены. В таких разностях в значительном количестве встречается ильменит. Сланцы представлены рядом разновидностей. Господствуют слюдистые кварцитовидные сланцы. Встречаются двуслюдяно-кварцевые сланцы со значительным количеством крупных пластинок биотита. В разрезе горы Мраткиной, по ее западному склону, подсвета налегает на толщу пород сюрюнякской свиты. Мощность подсветы значительно колеблется. В местах максимального развития она достигает 400—500 м.

А. И. Иванов породы описанной подсветы принимает за образования зильмердакской свиты. Следует отметить, что полоса отложений зильмердакской свиты разреза древних свит западного склона, залегающая в верховьях р. Тирляна у западных границ площади развития белорецкого комплекса, сложена слабо метаморфизованными песчаниками, для которых характерно, как видно под микроскопом, наличие кварцевого цемента нарастания.

Верхняя подсвета. К ней отнесены породы, залегающие в районе северного периклинального окончания Белорецкого поднятия, южнее широтного колена р. Тирляна. В сложении подсветы принимают участие две толщи. Нижняя представлена преимущественно сланцеватыми слюдистыми кварцитами, верхняя в основном состоит из разнообразных метаморфических сланцев, главнейшими породообразующими минералами которой являются кварц, мусковит, хлорит и эпидот. Присутствуют горизонты тонко-среднеслоистых кварцитов. Мощность подсветы 700—800 м.

Кирельская серия подразделена на две свиты: малиногорскую и золотошишкинскую.

Малиногорская свита представлена главным образом слюдистыми, преимущественно беловатыми прочными средне-толстослоистыми кварцитами, слагающими хребты Большой Малиновый, Кирель, Ялангас и др.

Для кварцитов данной свиты характерно почти полное отсутствие на их слоевых поверхностях знаков ряби и трещин усыхания. Косая слоистость не встречается. По этим признакам, а также по отсутствию грубозернистости и гравийных разностей, прослоев конгломератов, по более высокой степени метаморфизма малиногорские кварциты существенно отличаются от песчаников и кварцитов зигальгинской свиты.

Кварциты под микроскопом имеют четко выраженную полигональную структуру. Тесно сросшиеся зерна кварца несколько вытянуты по сланцеватости породы. Соответственно сланцеватости расположены пластинки мусковита, всегда присутствующие в кварцитах. Для описываемых пород характерно отсутствие полевых шпатов.

Между слоями кварцитов иногда встречаются прослойки и пачки слюдисто-кварцевых сланцев. Иногда они бывают кварцитовидными. Мощность свиты 300—500 м.

Золотошишкинская свита слагает горы Золотые Шишки по левобережью широтного колена р. Нуры. Отсюда породы ее уходят к хребтам Большому Малиновому, Кирель, Ялангас и др. Свита сложена главным образом темно-серыми, светло-серыми и черными листоватыми и тонкоплитчатыми сланцами, отличающимися друг от друга степенью развития главнейших породообразующих минералов: кварца, светлой слюды, хлорита, хлоритоида и графита. Таким сланцам бывают подчинены сланцы зеленые, состоящие из хлорита, эпидота, альбита и кварца. Иногда присутствуют измененные при диафторезе амфиболиты. Мощность свиты 300—400 м.

Стратиграфическое отношение описываемой свиты к малиногорской довольно ясно выступает в районе указанного широтного колена р. Нуры. Здесь хорошо видно, как толщи кварцитов, слагающие периклиналь Малиногорской брахиантиклинали, уходят с поверхности под сланцы района горы Золотые Шишки.

А. И. Иванов кварциты хребтов Кирель, Большого Малинового и Ялангас относит к зигальгинской свите, а сланцы золотошишкинской свиты — к зигазино-комаровской свите.

В заключение описания белорецкого метаморфического комплекса необходимо отметить, что отложения данного комплекса по сравнению с породами древних свит западного склона метаморфизованы более интенсивно. Метаморфизм его носит повсеместный региональный характер. Такой метаморфизм нельзя объяснить влиянием интрузии кислых пород, поскольку такие интрузии нигде на поверхность не выходят, а предположение о возможности существования их тел, не вскрытых денудацией, является условным. Нужно заметить, что едва ли контактовый метаморфизм был бы в границах распространения описанного комплекса более или менее однородным и повсеместным.

Отмеченный факт наличия в сюрюзнязской свите галек и валунов значительно метаморфизованных пород, при отсутствии фрагментов пород древних свит западного склона, указывает на отсутствие древних свит в эпохи формирования осадков белорецкого комплекса.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ ХР. УРАЛ-ТАУ

Через весь Южный Урал вдоль хр. Урал-Тау, являющегося водоразделом между системами рек восточного и западного склонов этой горной страны, прослеживается непрерывный пояс метаморфических пород.

По геологическому строению, характеру и степени прогрессивного регионального метаморфизма, а также истории развития упомянутый пояс существенно отличается от смежных зон западного и восточного склонов Южного Урала. Породы его повсеместно значительно метаморфизованы, рассланцованы и интенсивно смяты в складки разных порядков, иногда опрокинутые и лежащие, нередко сочетающиеся с разрывами и передвижками сланцевых толщ. Общая тектоническая структура пояса имеет форму антиклинория, который является осевым тектоническим сооружением для Южного Урала.

Изучению метаморфического пояса долгие годы не уделялось достаточного внимания. Представления о его геологическом строении и, в частности, о стратиграфии обычно основывались на данных маршрутных работ, охватывавших небольшие части пояса, а также мелкомасштабных геологических съемок, проведенных по отдельным площадям в разное время. Работы, рассчитанные на выяснение последовательности напластований в разрезе всей зоны, имеют непродолжительную историю.

Изучением геологии хр. Урал-Тау занимались некоторые исследователи XIX века: Р. Мурчисон и др. (1849), Меглицкий и Антипов (1854—1855), Ф. Н. Чернышев (1889) и др.

В тридцатых годах текущего столетия отдельные площади зоны метаморфического пояса изучались в связи с проведением маршрутных исследований, рассчитанных на познание геологического строения южной части Южного Урала, а также в связи с составлением геологических карт отдельных листов (Либрович, 1932; Дингельштедт, 1933; Квятковский, 1933; Павлинов, 1937; Ожиганов, 1937, 1940; Кириченко,

1935). В сороковых, пятидесятых и шестидесятых годах вся зона метаморфического пояса в границах БАССР и северной части Оренбургской области была охвачена геологической съемкой масштаба 1:200 000 и в отдельных участках масштаба 1:50 000 с целью выяснения основных особенностей ее стратиграфии и тектоники (Ожиганов, 1951, 1955, 1957). В конце пятидесятых годов в Баймакском, Хайбуллинском, Зилаирском и Прискмарском районах были проведены работы по геологической съемке.

В разрезе метаморфического пояса хр. Урал-Тау в границах Башкирской АССР и Оренбургской области выделяются два сравнительно мощных комплекса метаморфических пород: нижний — максютовский и верхний — суванякский.

МАКСЮТОВСКИЙ КОМПЛЕКС

По петрографическому составу, общему характеру метаморфизма, основным особенностям тектоники максютовский комплекс не имеет аналогов среди древнейших отложений Южного Урала. Породы этого комплекса пользуются сплошным распространением в той полосе антиклинория Урал-Тау, где свод его наиболее приподнят и глубоко эродирован. Площадь развития комплекса протягивается от р. Талатши, впадающей в р. Сакмару у дер. Темясовой, до района верхнего течения р. Губерли и подходит на востоке к тектонической линии, находящейся между зоной Урал-Тау и восточным склоном, а на западе — к тектонической линии, проходящей по контакту пород упомянутых выше комплексов. Общая протяженность площади залеганий максютовского комплекса превышает 160 км, а наибольшая ширина — 12—15 км. Эта площадь приурочена к той части хр. Урал-Тау, где он утратил значение водораздела между реками западного и восточного склонов Южного Урала.

Максютовский комплекс Д. Г. Ожигановым, считая снизу вверх, подразделен на серии: нижнюю — яманскую и верхнюю — ишимбетовскую, которые представлены рядом свит.

Яманская серия *. Наиболее типичный разрез данной серии наблюдается в поперечной долине р. Яман-Зилаир в окрестностях дер. Максютово и ниже вплоть до петлеобразной меандры, находящейся близ устья названной реки. В данном участке эта долина глубоко врезана в толщи кристаллических сланцев, слагающих ядро весьма сложного Яманского поднятия. Здесь на расстоянии более 7 км прослеживаются почти беспрерывные, нередко скалистые обнажения пород описываемой серии. Эта серия хорошо выражена и обнажена также в районе нижнего течения рек Баракал-Тилия, Баракала и тех частей р. Сакмары, которые находятся непосредственно выше и ниже устья р. Баракала. В этом районе долины упомянутых рек глубоко врезаны в ядро сложного Сакмаро-Баракальского поднятия. На различных по размеру площадях кристаллические сланцы яманской серии выступают также в других глубоко эродированных поднятиях полосы развития максютовского комплекса. Яманская серия, несмотря на некоторые общие черты петрографического состава, характеризующегося значительным развитием ортосланцев и парасланцев с гранатом и глаукофаном, все же может быть подразделена на свиты, отличающиеся друг от друга преобладанием тех или иных пород, а также степенью развития упомя-

* В прежней стратиграфической схеме толща пород под таким же географическим названием была отнесена к свите.

нутых минералов. Считая снизу вверх, в разрезе серии выделены свиты: яманташская («серо-зеленая»), тазгакская (нижняя «белая»), чумацкая («пестрая»), мугайская (верхняя «белая»).

Яманташская свита. Типичный разрез свиты наблюдается по р. Яман-Зилаир в районе дер. Максютово. Здесь эта река глубоко врезается в ядро Яманского сложного антиклинального поднятия, вскрывая нижние толщи кристаллических сланцев, образующих по берегам Максютовской меандры до притока Яманташа и около 1 км ниже по течению р. Яман-Зилаира частые скалистые обнажения. В обособленных небольших участках верхние горизонты свиты выходят также на поверхность в левобережье упомянутой реки восточнее дер. Максютово в ядрах местных брахиантиклиналей, осложнивших строение восточного крыла названного выше поднятия. В данных участках и в обнажениях меандры яманташская свита покрывается породами выше залегающей тазгакской свиты. Описываемая свита образует частые большие обнажения по берегам р. Сакмары и в нижнем течении рек Баракала и Баракал-Тилия, а также выходит на поверхность по водоразделам их в наиболее приподнятых частях Сакмаро-Баракальского и других поднятий.

Для описываемой свиты наиболее характерны породы, в составе которых существенную роль играют глаукофан и гранат альмандин. Из числа таких пород наибольшим распространением пользуются гранато-глаукофановые сланцы, представленные целым рядом разновидностей, начиная от слабо измененных, более или менее сохранивших свой первоначальный минералогический состав, определившийся при перекристаллизации вулканогенных и осадочных пород в условиях глубинной зоны прогрессивного метаморфизма, и кончая существенно измененными процессами диафтореза.

Первые разновидности сланцев содержат в себе глаукофан и гранат альмандин. Такие сланцы имеют синеватую окраску, нематобластовую структуру и сланцеватую текстуру основной ткани. Главнейшим породообразующим минералом является глаукофан, кристаллы которого иногда в слабой степени с концов замещены хлоритом. Кристаллы граната альмандинна размером от 0,2 мм до 1,0 см, редко крупнее, присутствуют в описываемых сланцах в виде тонкой, то редкой вкрапленности. Процессы замещения его минералами диафтореза выражены сравнительно слабо. Наблюдаются синеватые глаукофановые сланцы, в которых гранат отсутствует. Отмеченные синеватые сланцы встречаются преимущественно в разрезах Сакмаро-Баракальского и Караяново-Ивановского поднятий. В остальных тектонических структурах они под влиянием диафтореза изменились в своем минералогическом составе. С диафторезом связано появление в сланцах мозаичных скоплений кварца, крупных лейст мусковита, порфиробластов альбита, игольчатых образований актинолита, различной формы и различного размера выделений эпидота, цоизита и хлорита. Кристаллы граната в этих сланцах сильно трещиноваты. Пересекающиеся в них широкие трещины бывают заполнены хлоритом, а иногда, кроме того, кварцем, альбитом и эпидотом. Крайняя степень изменения граната выражается в полном или почти полном замещении его агрегатом перечисленных минералов, среди которых доминирующая роль принадлежит хлориту. Кристаллы глаукофана также частично или полностью замещаются хлоритом. Изменившиеся глаукофановые сланцы имеют серовато-зеленоватую окраску, а структура их нередко бывает гнейсовидной, под микроскопом очковой. Описанные сланцы, затронутые регрессивным метаморфизмом, имеют распространение в разрезах всех выше названных тектонических структур. Гнейсовидные разности их пользуются

наибольшим распространением в Яманском поднятии, где по берегам Максютовской меандры образуют часто большие обнажения.

Охарактеризованные разновидности глаукофановых сланцев, особенно слабо измененные и сохранившие синеватую окраску, в ряде упомянутых выше положительных тектонических структур (Караяново-Ивановской и Сакмаро-Баракальской) сопровождаются довольно выдержанными горизонтами пород полосчатой текстуры. Наиболее характерные из числа их представляют собой чередование тонких синеватых гранато-глаукофановых, зеленоватых хлорито-цоизитовых, хлорито-мусковито-кварцевых прослоек. Иногда встречаются розоватые прослойки, которые в основном состоят из агрегата правильных неизменных кристаллов альмандина микроскопического размера. Наблюдаются прослой черных графитистых кварцитов и черных амфиболовых сланцев. Обращает на себя внимание присутствие в описываемых горизонтах не только мусковита, парагонита, но и ярко-зеленой разновидности биотита. Полосчатое строение этих горизонтов, вероятно, связано с соответствующим строением начальных исходных толщ, представляющих собой переслой осадочных и вулканогенных образований, а также с проникновением растворов по слоевым поверхностям и кливажным трещинам в гранато-глаукофановые породы при регрессивном метаморфизме. Отмеченные горизонты пород полосчатой текстуры обычно сопровождаются эклогитами, особенно это хорошо видно в разрезах Сакмаро-Баракальского и Караяново-Ивановского поднятий.

Эклогиты и продукты их изменений, вызванных регрессивным метаморфизмом, приурочены в разрезе яманской серии к яманташской свите и являются для нее весьма характерными образованиями. В слабо затронутых диафторезом эклогитах главными пороодообразующими минералами являются гранат, моноклинные пироксены и глаукофан. Гранат альмандин образует идиобласты величиной до 0,7—2,0 см. Содержание его в породе достигает 10—30%. Глаукофан и моноклинные пироксены обычно образуют основную ткань и состоят из призматических и лепестковидных выделений. Эклогиты во многих случаях при воздействии регрессивного метаморфизма существенно изменились в своем составе. Из числа этих эклогитов следует выделить разновидность со значительным содержанием мусковита, кварца и альбита. Породы, образовавшиеся при сильном изменении эклогитов, имеют основную ткань, состоящую из актинолита, хлорита, эпидота, альбита, мусковита и кварца. Хлорит иногда образует псевдоморфозы по гранату. В таких породах, очень прочных и вязких, иногда присутствуют крупные плоские порфириобласты альбита. Это обычно наблюдается в тех случаях, когда породы пересекаются сетью альбитовых жилок. В измененных эклогитах из числа аксессуарных минералов характерны ильменит и сфен (рис. 15). Как неизменные эклогиты, так и продукты их регрессивного метаморфизма обычно имеют массивное сложение.

Рассматриваемые породы образуют пластообразные и жилообразные тела. Первые наблюдаются преимущественно в тех случаях, когда эти породы залегают на сравнительно больших площадях, как, например, в границах Сакмаро-Баракальского и Караяново-Ивановского поднятий. Вторые характерны для Яманского поднятия. В Шубинском поднятии, по-видимому, распространены обе формы залеганий.

Судя по химическому и минеральному составу, эклогиты образовались из интрузивных и вулканогенных габброидных пород в условиях глубокого метаморфизма. Наблюдается некоторая пространственная связь в залегании эклогитов и продуктов их регрессивного изме-

нения с различными кристаллическими сланцами, являющимися продуктом метаморфизма ультраосновной магмы. Так, например, по правому склону долины р. Яман-Зилаира ниже дер. Максютово вблизи жилообразного тела эклогитов выходят на поверхность антигоритовые серпентиниты и тальковые сланцы. По обоим склонам долины р. Сакмары в Караяново-Ивановском поднятии в участках максимального распространения эклогитов встречаются значительные тела антигоритовых серпентинитов и связанных с ними актинолитовых, талько-хлоритовых и других сланцев, а иногда местами небольшие выходы пород

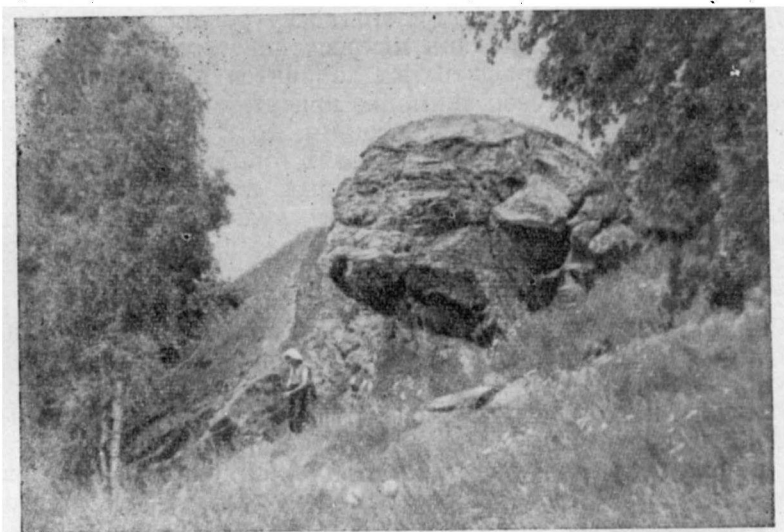


Рис. 15. Выход эклогитов среди гранато-глаукофановых сланцев яманташской свиты. Правый берег. р. Яман-Зилаира.
Фото Д. Г. Ожиганова

состоящих из крупных листоватых лучисто расположенных кристаллов энстатита-бронзита. Образование последних пород, по-видимому, происходило, как и образование эклогитов, в условиях глубинных фаций прогрессивного метаморфизма, а сопровождающих их серпентинитов и тальковых сланцев — в те или иные этапы диафтореза.

Заканчивая описание яманташской свиты, следует отметить, что в сложении этой свиты, особенно верхних частей ее, принимают некоторое участие черные слюдястые сланцы и кварциты, образующие прослои и горизонты, подчиненные глаукофановым сланцам. Больше распространены эти породы в южных и северных положительных тектонических структурах области максютовского комплекса. В разрезе Яманского поднятия роль их незначительна.

На всю мощность яманташская свита эрозией нигде не вскрыта. Видимая мощность ее местами достигает 1500 м.

Тазгакская (нижняя «белая») свита. Толщи пород этой свиты пользуются значительным распространением в районе ключа Тазгака, впадающего в р. Яман-Зилаир в 2 км ниже дер. Максютово, а также по обоим склонам долины р. Яман-Зилаира около устья упомянутого ключа и ниже его. Во всех этих местах свита участвует в сложении восточного крыла Яманского поднятия. Породы ее с хорошо видимым налеганием на глаукофановые сланцы яманташской свиты выступают по левому берегу р. Яман-Зилаира ниже западного

конца дер. Максютово в разрезе западного крыла названного поднятия и еще ниже по течению этой реки в разрезе четко выраженной периклинали его.

Тазгакская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита сложена преимущественно кварцитами белыми, зеленовато-белыми, среднеслоистыми. Они существенно метаморфизованы. Господствующие в них зерна кварца, как видно под микроскопом, имеют полигональную форму. Реликты обломочных структур отсутствуют. Всегда в том или ином количестве наблюдаются хорошо развитые лейсты мусковита. Изредка встречаются вытянутые листочки биотита, группирующиеся в метельчатые образования, мелкие кристаллы альмандина, призмочки глаукофана и зерна эпидота. Из акцессорных характерны магнетит, рутил, ильменит и сфен.

Описанные кварциты имеют подчиненные слои и горизонты слюдистых кварцитов, содержащих редкие порфиروبласты альбита и микроклина. Между слоями кварцитов находятся прослой и слои мусковито-кварцевых сланцев с кристаллами альмандина и глаукофана и слои слюдисто-хлорито-альбитовых сланцев, иногда содержащих значительное количество удлинённых кристаллов амфибола.

В сложении верхней подсвиты роль охарактеризованных выше кварцитов значительно падает. Она представлена преимущественно сланцами. Наибольшим распространением пользуются мусковито-кварцевые сланцы, среди которых встречаются разновидности с кристаллами глаукофана и граната, а также с мусковитом и биотитом. Характерны мусковито-кварцево-альбитовые сланцы с глаукофаном и порфиробластами граната. Толще переслаивания отмеченных выше сланцев подчинены пластообразные тела массивных амфиболо-хлорито-альбитовых пород с гранатом и без него. В числе амфиболов в них присутствует глаукофан, значительно замещенный хлоритом. По-видимому, в данном случае мы имеем дело с продуктами изменения эклогитов под влиянием регрессивного метаморфизма. Следует отметить наличие в разрезе толщи, преимущественно в верхних частях ее, графитистых сланцев и кварцитов. Светлые слюдистые кварциты в виде прослоев встречаются по всему разрезу подсвиты.

В типичных разрезах периклинали Яманского поднятия в районе Максютовской меандры, как уже было отмечено, а также в периклиналях Восточно-Тазгакской брахиантиклинали, осложняющей восточное крыло упомянутого поднятия, можно видеть налегание пород описанной тазгакской свиты на толщу глаукофановых сланцев и эклогитов яманташской свиты. Такие же стратиграфические взаимоотношения двух этих свит можно также видеть в разрезах и других антиклинальных структур полосы развития образований яманской серии. Мощность свиты до 500—600 м. (рис. 16).

Чумацкая («пестрая») свита названа так по ключу Чумаку, впадающему в р. Яман-Зилаир в юго-восточной части Максютовской меандры. Здесь по узкому увалу, являющемуся водоразделом между этим ключом и названной рекой, и по скалистым берегам последней прослеживается почти непрерывный разрез свиты, залегающей в периклинали Яманского поднятия на тазгакской свите. В восточном крыле упомянутого поднятия она образует две субмеридиональные полосы выходов, приуроченные к крыльям широкой местной синклинали, ядро которой сложено породами мугайской свиты. Подстилается описываемая свита здесь, как и в районе ключа Чумака, тазгакской свитой. Описываемая свита участвует также в сложении многих структур области максютовского комплекса, сохраняя отмеченное выше положение в разрезе яманской серии. Она хорошо обнажена по

берегам и склонам отдельных участков долины р. Сакмары и ее притоков: Талатши, Байкатлы, Сакмар-Тиля, Карана и др. Толщи пород этой свиты наблюдаются также в разрезах рек Губерли, Ташлы, Антигана, текущих на восток и юго-восток в сторону Таналыкской депрессии.

Чумакская свита от нижележащей, тазгакской свиты отличается возрастом роли графитистых сланцев и кварцитов. Значение этих пород существенно увеличивается в разрезах рек Губерли, Карана, Дергамыша и Ташлы. Другой существенной чертой является также

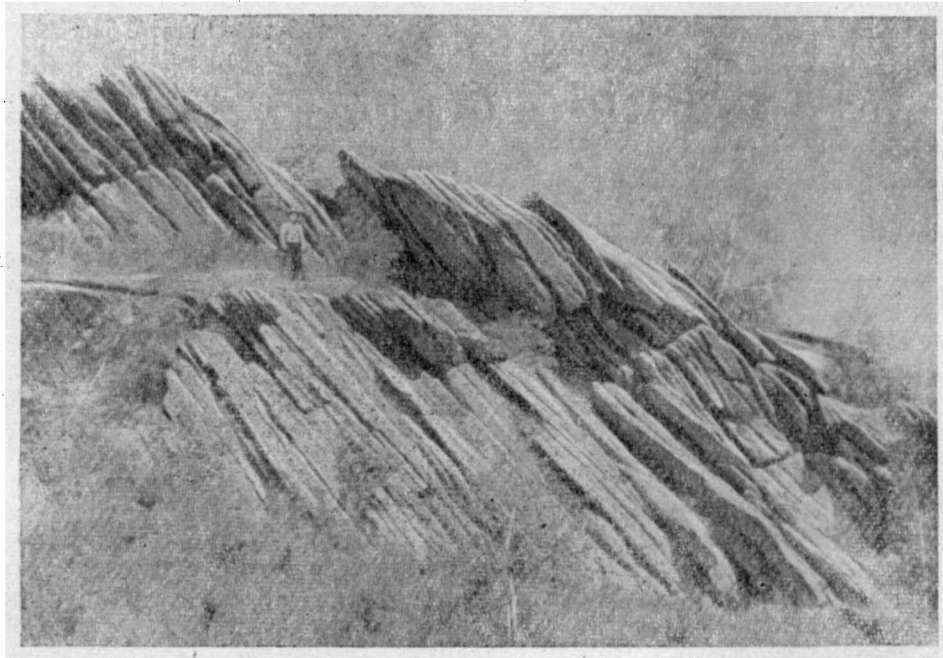


Рис. 16. Кварциты тазгакской свиты. Правобережье р. Губерли выше дер. Карагай Покровка. Фото Д. Г. Ожиганова

возрастание роли ортосланцев, главным образом состоящих из мусковита, хлорита, эпидота, актинолита и кварца и образовавшихся при диафторезе за счет пород, близких к эклогитам. Распространены эклогиты, имеющие в своем составе в той или иной степени сохранности гранат, глаукофан и пироксен. К местам максимального распространения графитистых сланцев и кварцитов, а также массивных пород зеленокаменного облика и эклогитов тяготеют выходы антигоритовых и талько-хлоритовых сланцев и редко — небольших линзовидных тел крупнокристаллических мраморовидных известняков. Перечисленным выше породам подчинены слюдяно-кварцевые, слюдяные сланцы и слюдяные разнослоистые кварциты, среди которых встречаются в ряде разрезов, иногда значительно удаленных друг от друга, пачки характерных слюдяных кварцитов с обильными вкраплениями зерен, слабо окатанных обломков и галек розоватого и черного микроклина.

Мощность свиты отличается большим непостоянством. Местами она достигает 1000 м.

Мугайская (верхняя «белая») свита. Породы этой свиты по обоим берегам поперечной глубокой долины р. Яман-Зилаира выше

и ниже притока Мугая образуют на значительном протяжении высокие скальные обнажения. Здесь свита приурочена к ядру меридиональной Мугайской синклинали. Породы свиты залегают также в ядре Южно-Тазгакской брахисинклинали, выступая по обоим склонам долины упомнутой реки ниже устья притока Тазгака.

Мугайская свита пользуется значительным распространением и в других районах залегания яманской серии, как южнее, так и севернее типового разреза р. Яман-Зилаира. Она, например, налегая на чумакскую свиту, участвует в сложении крыльев Шубинского, Сакмаро-Баракальского, Иткуловского, Байкатлинского, Талатшинского и других антиклинальных поднятий.

Описываемая свита в основном сложена слюдяными и слюдяно-кварцевыми сланцами, слюдястыми кварцитами. Беловатый цвет этих пород придает свите в целом соответствующую окраску. Из числа указанных пород характерны листоватые мусковитовые сланцы с тонкими линзовидными прослойками стекловатого кварца. Этим сланцам подчинены прослойки зеленоватых слюдясто-хлорито-альбитовых сланцев порфиробластической структуры, а также прослойки и небольшой мощности пачки черных слюдястых графито-кварцевых сланцев и графитистых кварцитов. Слюдястые белые и зеленовато-белые кварциты присутствуют также в виде прослоев среди отмеченных сланцев, но в то же время они образуют в разрезе свиты и самостоятельные пачки и горизонты. В таких случаях среди них можно наблюдать разнообразности: бесполевошпатовые и с полевыми шпатами — с альбитом и микроклином, содержание которых достигает 30—40%. Отмеченные белые и зеленовато-белые кварциты описываемой свиты всюду разрабатываются в небольших карьерах как хороший строительный штучный камень, способный легко разбиваться по слюдястым прослоям на ровные нетолстые большие плиты.

Мугайская свита по своему составу, в котором господствуют светлые слюдястые сланцы и кварциты, несколько напоминает описанную выше тазгакскую свиту, но, помимо иного стратиграфического положения в разрезе яманской серии, она отличается и по составу, для которого характерно широкое развитие листоватых мусковитовых сланцев, а также кварцитов с высоким содержанием полевых шпатов. Отличия между сопоставляемыми свитами наблюдаются и в степени глубины прогрессивного метаморфизма. В мугайской свите по сравнению с тазгакской значительно падает значение альмандина и глаукофана.

Мощность свиты местами до 900 м. (рис. 17).

В итоге описания свит яманской серии можно отметить следующее:

1. Роль глубокометаморфизованных пород, содержащих в себе пороодообразующие минералы зоны глубинного метаморфизма — альмандин, глаукофан, пироксены, — свойственна больше нижним частям разреза серии; вверх по разрезу роль этих минералов постепенно падает.

2. Графитистые сланцы и кварциты преимущественно распространены в чумакской свите; в сложении же всей серии они играют подчиненную роль.

3. Исходные породы, в результате метаморфизма которых образовались отмеченные кристаллические сланцы, представляли собой вулканогенные и интрузивные магматические породы, обломочные и частью органогенные осадки геосинклинального моря.

4. Свиты, несмотря на некоторое непостоянство мощностей сохраняют на большом протяжении характерные черты в своем составе и степени регионального прогрессивного метаморфизма.

Ишимбетовская серия * впервые была выделена и изучена в разрезе глубокой долины р. Яман-Зилаира, у деревень Ишимбетово, Кашкарово и Искужино. Здесь находится типичный ее разрез, а ниже по течению, в районе дер. Максютово и далее, вплоть до устья этой реки, — такой же разрез описанной выше яманской серии. Таким образом, следуя по долине р. Яман-Зилаира от устья вверх по реке можно видеть все главные особенности максютовского комплекса, состоящего из двух упомянутых серий, как в отношении его состава, регионального метаморфизма, так и тектонического строения. Ишимбетовская серия имеет

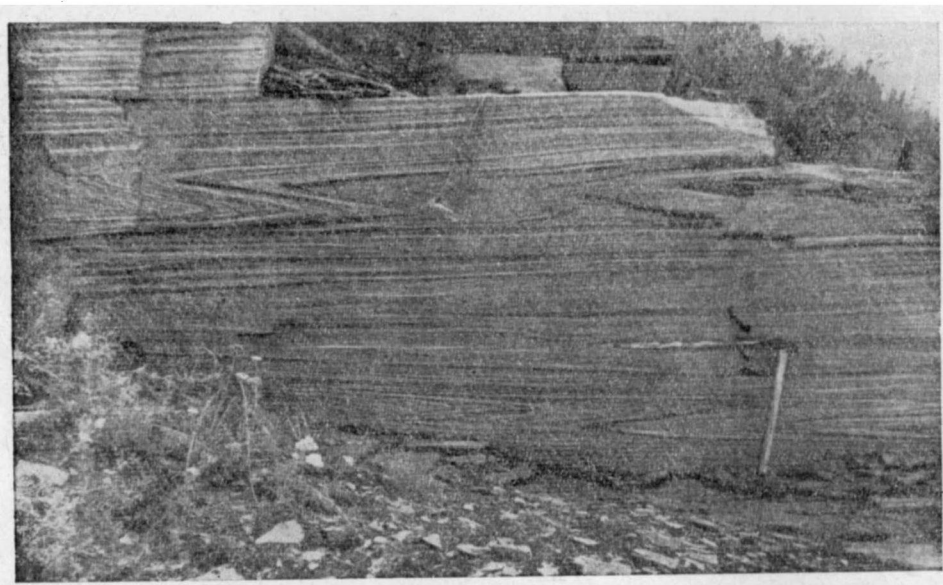


Рис. 17. Тонко наслоенные сильно мусковитовые кварциты мугайской свиты. Фото Д. Д. Криницкого

широкое распространение в площади залеганий упомянутого комплекса. Претерпевая некоторые изменения в фациальном составе начальных пород, а также в степени развития исходных магматических пород, она в то же время достаточно сохраняет свои главные типичные черты, что позволяет сопоставлять ее разрезы в пределах смежных и отдаленных друг от друга территорий. В области максютовского комплекса ишимбетовскую серию в ее характерном выражении можно наблюдать и в других районах; например, полные разрезы ее от контакта с яманской серией до выходов пород суваньякского комплекса прослеживаются по р. Сакмаре и ее притокам в районе дер. Караянковой, по р. Сакмаре и ее притоку Карану в районе дер. Янтышевой и во многих других местах.

Ишимбетовская серия в разрезе максютовского комплекса залегает на яманской серии. Это можно наблюдать при детальном изучении ряда разрезов, например западного крыла Яманского поднятия, обоих крыльев Байкатлинской и Тавлыкской антиклиналей, отличающихся четким моноклиальным строением.

* В прежней стратиграфической схеме толща пород под таким же географическим названием была отнесена к свите.

Ишимбетовская серия отличается от яманской своим составом и степенью прогрессивного регионального метаморфизма. В сложении ее возрастает роль черных, темно-серых и серых сланцев, содержащих в себе графит, что соответствующим образом сказывается на общем тоне окраски толщ, слагающих разрезы этой серии. Наряду с этим отмечается некоторое уменьшение глубины регионального прогрессивного метаморфизма, падение среди породообразующих минералов роли альмандина; типично почти полное отсутствие глаукофана и в то же время характерна значительная распространенность биотита. В ряде толщ серии наблюдается тонкое, иногда ритмичное переслаивание разновидностей парасланцев и разнообразных ортосланцев, сильно измененных диафторезом и имеющих облик, близких к зеленым сланцам. Для площадей развития серии, особенно ее нижних толщ, характерно наличие выходов в небольших сопковидных возвышенностях и грядах массивных зеленокаменных пород, образовавшихся при диафторезе из гранатосодержащих амфиболитов и реже из эклогитов.

Все отмеченные массивные породы большей частью пространственно тяготеют к массивам антигоритовых серпентинитов.

Ишимбетовская серия подразделяется снизу вверх на искужинскую и кашкарскую свиты.

Искужинская свита. Породы ее у дер. Искужиной на значительной площади залегают по левобережью р. Яман-Зилаира и уходят отсюда на восток, слагая водораздел этой реки и р. Сакмары и выступая здесь во многих небольших придорожных карьерах, находящихся у нового тракта дер. Искужино — дер. Б. Юлдыбаево. Свита почти полностью вскрыта глубокими долинами рек Карана, Тавлы у Второго Иткулово и выше по течению, р. Байкатлой и другими реками При-сакмарья.

Петрографический состав пород свиты довольно разнообразен, а строение ее сложное. В толщах свиты видно полосчатое чередование, иногда тонкое различных пара- и ортосланцев, образующих в своей совокупности пачки различной мощности с преобладанием тех или иных пород.

Среди парасланцев господствуют сланцы, содержащие в себе в том или ином количестве графит. В зависимости от количества его эти породы имеют черную, темно-серую и беловато-серую окраску. Встречаются белые и серовато-белые сланцы, не содержащие в себе графит (или он в них присутствует в незначительном количестве). По минеральному составу в данной группе пород встречаются сланцы графитомусковито-кварцевые, графито-кварцевые с мусковитом и биотитом, графито-кварцевые с биотитом, мусковитом и хлоритом, мусковито-кварцевые и др. Меньше распространены черные, серые и серовато-белые слюдястые кварциты. Обычно они залегают в виде прослоев и пачек среди названных выше сланцев. Большим распространением пользуются ортосланцы, образовавшиеся при диафторезе из кристаллических сланцев, в составе которых существенную роль играли амфиболы и присутствовал альмандин, и имеющие облик зеленых сланцев: мусковито-хлорито-альбитовые, актинолитом-хлорито-альбитовые с эпидотом, биотитом-хлорито-альбитовые, эпидотом-хлорито-альбитовые, альбитом-хлоритовые, кварцево-альбитовые с хлоритом и эпидотом и др. Во всех этих породах иногда встречаются кристаллы альмандина, в той или иной степени замещенные хлоритом, эпидотом и другими вторичными минералами. Нередко встречающиеся в местах залеганий описываемой свиты массивные породы зеленокаменного облика по своему минеральному составу приближаются к только что отмеченным сланцам. Они образовались при регрессивном метамор-

физме из амфиболитов и реже — эклогитов, которые являлись продуктами прогрессивного регионального метаморфизма небольших интрузивных тел и эффузивов главным образом основной магмы.

При всем многообразии петрографического состава и наблюдающейся полосчатой переслаиваемости различных пара- и ортосланцев иркужинскую свиту все же можно расчленить. Так, например, в разрезе глубокой поперечной долины р. Карана отмечается следующий порядок расположения толщ снизу вверх:

1. Преобладание разнообразных сланцев зеленокаменного облика над породами графитистыми.

2. Почти равномерное распространение парасланцев графитистых и ортосланцев облика зеленых сланцев при заметном возрастании роли сланцев с биотитом.

3. Господство графитистых сланцев и кварцитов, дальнейшее возрастание роли биотита среди породообразующих минералов; сланцы зеленые играют второстепенную роль.

Мощность свиты 1000 м.

Кашкаровская свита обнажается по берегам долины р. Яман-Зилаира в районе деревень Кашкарово и Ижбулдино. В этом же районе толщи свиты залегают на значительной площади правобережья реки, прослеживаясь в западном направлении вплоть до меридиональной гряды габбро, проходящей вдоль контакта максютовского и суваянского комплексов.

Разрезы свиты можно наблюдать также в ряде других районов области залеганий ишимбетовской серии; например, они типично выражены в отношении своего состава и характера сложения по склонам долины р. Сакмары близ устья р. Карана и в окрестностях дер. Янтышево. Сплошной разрез свиты прослеживается по р. Караяновскому Тяляку, впадающей в р. Сакмару у дер. Караяново, и по р. Сабировскому Ключу выше и ниже дер. Сабирово. Во всех этих и других случаях она залегает на иркужинской свите, а перекрывается несогласно породами суваянского комплекса. Свита, как и вся ишимбетовская серия, отсутствует в разрезе максютовского комплекса только в том случае, когда последний бывает глубоко размыт перед отложением осадков суваянского комплекса или в значительной части срезан разломом, приуроченным к контакту этих комплексов.

Кашкаровская свита так же, как и иркужинская, отличается пестротой своего петрографического состава. В сложении свиты принимают участие разнообразные парасланцы и ортосланцы. Среди первых наибольшим распространением пользуются графитистые сланцы и кварциты, а вторых — сланцы со значительным содержанием хлорита. Для всей свиты характерна повышенная роль биотита среди породообразующих минералов. Одновременно с этим наблюдается меньшая распространенность граната альмандина по сравнению с его ролью в иркужинской свите и свитах яманской серии.

Особенности сложения кашкаровской свиты позволяют в разрезах ее различать нижнюю, среднюю и верхнюю толщи, характеризующиеся постепенными переходами в своем петрографическом составе. Нижняя толща сложена главным образом различными сланцами облика зеленых сланцев, близких по своему составу к отмеченным ортосланцам описанной ранее иркужинской свиты, также образовавшихся при диафторезе за счет кристаллических сланцев, содержащих среди главнейших породообразующих минералов амфиболы и плагиоклазы. Сланцы эти образуют горизонты, разобщенные друг от друга пачками переслаивания различных графитистых парасланцев со сланцами зелеными. Средняя толща — это типичная толща частого иногда тонкого переслаивания сланцев разного состава с заметным преобладанием графити-

стых и зеленых сланцев: графито-слюдисто-кварцевые, мусковито-кварцевые, двуслюдяные с графитом и кварцем, эпидото-хлорито-альбитовые, эпидото-актинолито-кварцевые, кварцево-биотито-альбитовые, хлорито-альбитовые, актинолитовые и др.; сланцам подчинены редкие прослойки нетолстых графитистых и слюдястых кварцитов. Верхняя толща в своем составе также имеет различные графитистые и зеленые сланцы, но наряду с ними здесь распространены сланцы, в которых графит не играет существенной роли или отсутствует совсем: мусковито-кварцевые с альбитом и без него, мусковито-биотитовые и др. Мощность свиты до 900 м.

В границах площадей развития кашкаровской свиты сравнительно мало распространены массивные зеленокаменные породы, образовавшиеся при диафорезе из пород прогрессивного метаморфизма (амфиболитов и др.).

Стратиграфическое положение ишимбетовской серии определяется видимым залеганием на яманской серии. Это ясно наблюдается в разрезах детально изученных тектонических структур, осложняющих антиклинорий Урал-Тау.

В заключение описания максютовского комплекса необходимо отметить следующее:

1. Все породы названного комплекса пережили глубинный региональный метаморфизм. Степень его возрастает по разрезу сверху вниз: от верхней свиты ишимбетовской серии к ее нижней свите, а от последней — скачкообразно к верхней свите яманской серии и затем к нижним свитам ее. Эта закономерность находит себе отражение в степени распространенности таких минералов, как красный гранат и глаукофан. Гранат в ишимбетовской серии распространен меньше, чем в яманской. В первой он представлен преимущественно мелкими, часто микроскопическими кристаллами, а во второй — сравнительно крупными кристаллами (до 0,5—2,0 см). Что касается глаукофана, то он, как породообразующий и широко распространенный минерал, характерен только для яманской серии.

2. Максютовский комплекс образовался в результате регионального прогрессивного метаморфизма осадочных и магматических пород. Осадочные породы представляли собой переслой преимущественно псаммитовых и пелитовых образований геосинклинального моря, характеризующихся, в общем, фациальной устойчивостью по горизонтали и изменчивостью по вертикали. Присутствие в некоторых толщах рассеянного графитистого вещества и редких линз мраморовидных известняков, вероятно, может указывать на то, что осадконакопление происходило в обстановке существования органической жизни. В сложении комплекса, особенно его яманташской, чукмакской, иркужинской и кашкаровской свит, существенную роль играют ортосланцы, образовавшиеся из вулканогенных и интрузивных пород, главным образом основных*.

СУВАНЯКСКИЙ КОМПЛЕКС

В Присакмарском районе, где в приосевой зоне антиклинория Урал-Тау, значительно приподнятой, в поверхности размыва выходят наиболее древние толщи его, относящиеся к максютовскому комплексу,

* Д. Д. Криницкий и В. Н. Криницкая (1957) в составленной ими стратиграфической схеме местного значения для Присакмарского района толщи пород тазгакской и чукмакской свит назвали соответственно свитами галеевской и кайрыклинской. Породы ишимбетовской серии — свитой кармалинской.

породы суваянского комплекса залегают в западном крыле этой сложной структуры. В восточном крыле ее они почти полностью срезаны надвигом. Севернее данного района, где шарнир антиклинория существенно погружается, в своде и крыльях его на поверхность выходят только свиты описываемого комплекса. Здесь типичные разрезы его наблюдаются по целому ряду притоков р. Белой: Кана, Куркатау, Суваяк, Кага, Южн. Узьян, Уткаль, Зап. Уткаль, Вишневы Дол, Городской Ключ, Тарновский Ключ и др., а также рек бассейна р. Урала: Яман-Зилаир, Баракал, Дектярька, Бол. Казмаш, Мал. Казмаш, Уткаль Восточный, Миндяк, Мазара, Кургас, Бирся и др. Большой разрез комплекса прослеживается в глубокой поперечной долине р. Суваяк. Ряд свит данного комплекса, кроме того, участвует в сложении скалистых выступов и гребней значительного количества гор, например Большой Курташ, Малый Курташ, Арвякская Шишка, Городская Шишка, Барангул и др.

Суваянский комплекс в Присакмарском районе залегает на максютовском комплексе с размывом и несогласно.

Площадь развития суваянского комплекса характеризуется почти субмеридиональным расположением полос, отвечающих выходам отложений тех или иных его свит, а также согласием с общим простираем метаморфического пояса. В итоге сравнительного изучения многочисленных разрезов по перечисленным долинам рек и геологического картирования всей площади развития данного комплекса составлена схема стратиграфии. Комплекс подразделен на две серии и семь свит.

Нижняя серия. В этой серии, считая снизу вверх, выделены свиты: уткальская, курташская, тупаргасская (трактовая), мазаринская и укшук-арвякская.

Уткальская свита в разрезе суваянского комплекса является одной из характерных и маркирующих свит. Она впервые была выделена в типичном разрезе по рекам Вост. и Зап. Уткаль, а также по их водоразделу. Этот водораздел отвечает своду антиклинория Урал-Тау. Сохраняя свои особенности, свита уходит вдоль метаморфического пояса от Уткальского разреза как на север, так и на юг. В северном направлении почти непрерывная полоса ее пород тянется через Прикраинский, Белорецкий, Тирлянский и Кирябинский районы, почти вплоть до поперечной долины р. Бирси. На всем этом протяжении свита обнажается в поверхности размыта свода упомянутого антиклинория, что хорошо видно, например, по поперечным долинам верховьев ряда притоков р. Урала: Рясток, Шагар, Карашар и др. Эту присводовую толщу пород в границах двух последних районов закартировал в свое время еще Н. Н. Дингельштедт (1933). К югу от уткальского разреза породы описываемой свиты также в виде непрерывной полосы прослеживаются на большом расстоянии. На этот раз по мере того, как шарнир антиклинория постепенно воздымается и в его эрозионной поверхности наблюдаются выходы более древних пород, относящихся уже к максютовскому комплексу, толщи уткальской свиты начинают выходить на поверхность в моноклиналях крыльев этой сложной положительной структуры. Здесь в поперечных долинах притоков р. Яман-Зилаира, вскрывающих строение моноклинали западного крыла антиклинория, особенно Дектярьки, Ускунуша, а также притока р. Сакмары — Баракала, можно видеть полные разрезы свиты, а также непосредственное налегание ее на толщи максютовского комплекса и уход с поверхности под образования более молодых свит суваянского комплекса.

Уткальская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя уткальская подсвита выходит полностью на поверхность в упомянутых южных разрезах. Она представлена главным образом слюдястыми среднеслоистыми и реже толстослоистыми кварцитами. По значительной роли кварцитов, участвующих в сложении этой подсвиты, последняя напоминает курташскую свиту. Поэтому эта подсвита некоторыми геологами ошибочно принималась за курташскую свиту. Между тем тщательное изучение петрографических особенностей кварцитов, фациального состава всей подсвиты, а также характера перехода ее к верхней уткальской подсвите показывает ошибочность такого вывода. Среди кварцитов нижней подсвиты распространены разновидности, содержащие в себе плагиоклазы. Кроме того, в сложении описываемой подсвиты принимают участие сланцы слюдино-кварцевые и хлорито-слюдино-альбитовые гнейсовидные, тонко переслаивающиеся между собой, подчиненные упомянутым кварцитам. Мощность подсвиты до 1000 м.

Верхняя уткальская подсвита связана с нижней подсвитой постепенными переходами. По своему петрографическому составу она мало отличается от последней, так как сложена теми же кварцитами и отмеченными выше сланцами, но степень распространения всех этих пород здесь различная и характер наслоения другой. Господствуют хлорито-слюдястые альбитовые «рябчиковые» и слюдино-кварцевые сланцы, преимущественно тонко и даже листовато переслаивающиеся между собой. Пачки таких сланцев иногда в свою очередь переслаиваются с пачками, в которых господствуют то полевошпатовые, то бесполевошпатовые сланцы. В указанных горизонтах и пачках встречаются кварциты, аналогичные отмеченным кварцитам нижней подсвиты. Изредка такие кварциты образуют более или менее самостоятельные небольшие по мощности толщи. Местами в разрезе подсвиты присутствуют слои и пачки черных плитчатых и листоватых графитистых сланцев и межпластовые тела сланцев зеленокаменного облика, образовавшихся при диафторезе из амфиболовых сланцев (реки Бол. и Мал. Казмаш).

Описываемая верхняя уткальская подсвита обнажается во многих поперечных долинах рек, стекающих с хр. Урал-Тау. Подсвита всюду характеризуется довольно сходным петрографическим и фациальным составом, для которого характерна большая роль хлорито-слюдино-альбитовых и слюдино-кварцевых тонко переслаивающихся между собой сланцев. Полоса пород подсвиты пересекается и р. Дектябрькой. По берегам глубокой долины реки наблюдаются частые скальные обнажения типичных пород подсвиты.

Мощность верхней подсвиты до 1300 м (рис. 18).

Курташская свита наиболее полно и типично представлена в разрезе горы Большой Курташ, в котором она впервые была выделена. Породы, слагающие эту гору, прослеживаются вдоль орографической оси хр. Урал-Тау на большом расстоянии на север до Кирябинского района включительно и на юг до района верховьев р. Суваньяка. Здесь они образуют ряд высоких скалистых возвышенностей (рис. 19).

Курташская свита характеризуется, как и описанная выше уткальская, большой выдержанностью своего состава. Свита представлена преимущественно кварцитами. Господствуют нетолстослоистые и плитчатые слюдястые кварциты, в той или иной степени хлоритизированные при процессах диафтореза. Меньше распространены средне- и толстослоистые слюдястые кварциты. Характерно для толщи описываемых пород отсутствие кварцитов со знаками ряби и трещин высыхания на

поверхностях наложения, а также кварцитов грубозернистых с вкраплениями гравия и галек.

Кварциты преимущественно равнозернистые с полигональной структурой агрегата зерен кварца. Исходный осадочный материал полностью перекристаллизован. Всегда присутствует в виде лейст мусковит, в той или иной степени замещенный при диафорезе хлоритом и серицитом. Характерно отсутствие полевых шпатов. Из аксессуарных присутствуют магнетит и турмалин.

Описанным породам подчинены слои и пачки слюдяно-кварцевых сланцев, которые иногда имеют полосчатое строение, обусловленное



Рис. 18. Типичное тонкое переслаивание слюдяно-кварцевых и слюдяно-альбитовых сланцев верхней уткальской подсвиты. Левый берег р. Дектярьки (приток р. Яман-Зилаира). Фото Г. Князева

тонким чередованием разновидностей указанных сланцев, отличающихся друг от друга количественным соотношением слюды, кварца и вторичного хлорита.

Что касается стратиграфического положения курташской свиты, то оно определяется положением ее в моноклинали западного крыла антиклинория Урал-Тау. Во многих параллельных разрезах его можно видеть, как курташские породы, налегая на уткальскую свиту, уходят под более молодую тупаргасскую свиту, перекрываемую свитой мазаринской.

Мощность свиты до 600—700 м.

Тупаргасская (миндякская) свита тянется вдоль метаморфического пояса хр. Урал-Тау в Тирлянском и Белорецком районах, между площадями развития отложений курташской и мазаринской свит. Свита представлена преимущественно черными и светло-серыми листоватыми и плитчатыми мелкозернистыми слюдяно-графито-кварцевыми сланцами и подчиненными им плитчатыми графитистыми кварцитами.

Отложения данной свиты пользуются максимальным развитием у Верхне-Уральского тракта и севернее его. Здесь мощность ее местами

превышает 250 м. К югу от этого тракта полоса залеганий названных выше пород постепенно суживается и общая видимая мощность их падает (здесь она срезается надвигом).

Мазаринская свита имеет ярко выраженные черты своего состава, сложения и условий залегания. Она хорошо выражена в бассейне р. Мазара, откуда полоса ее пород прослеживается на большие расстояния вдоль метаморфического пояса, сохраняя особенности своего состава и положение в разрезе хр. Урал-Тау. Свита хорошо обнажена в Кирябинском, Тирлянском, Белорецком и Прикракинском районах.

В сложении свиты господствующее значение принадлежит зеленоватым слюдястым сланцам. Им подчинены слюдястые кварциты, конгломераты и ортосланцы. Указанные слюдястые сланцы преимущественно состоят из кварца, полевого шпата, мусковита, хлорита, актинолита и эпидота. Кварц и полевой шпат, представленный альбитом и альбито-олигоклазом, обычно образуют порфиробласты и участвуют в виде мелких зерен в образовании основной ткани. Хорошо развиты лейсты мусковита. Они совместно с пластинчатым вторичным хлоритом, представленным главным образом пеннингом, образуют, как видно под микроскопом, непрерыв-

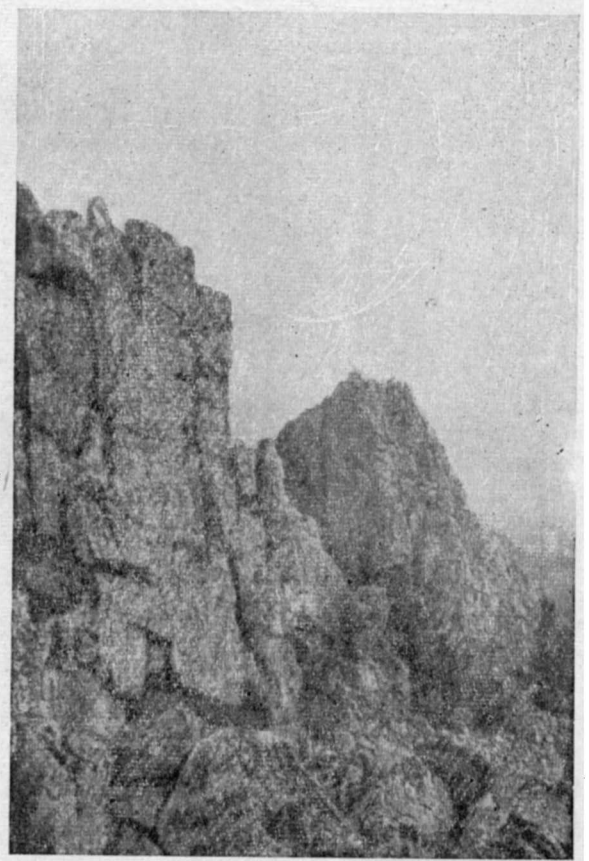


Рис. 19. Слюдястые сланцеватые кварциты курташской свиты. Гребень хр. Малый Курташ

ные прослои, иногда придающие породе очковую структуру. Актинолит встречается в виде шестовато-удлиненных и игольчатых кристаллов как в основной массе, так и в порфиробластах полевого шпата. Эпидот в некоторых разновидностях сланцев не уступает по своему значению кварцу, полевому шпату и мусковиту. Акцессорные минералы представлены титанистым железняком, магнетитом и сфеном.

К толще описанных сланцев приурочены слои и целые горизонты слюдяных сланцев, в составе которых полевые шпаты и эпидот играют небольшую роль и нередко совсем отсутствуют. Такое же значение в разрезе свиты занимают слюдястые кварциты.

Отмеченные выше зеленоватые сланцы иногда имеют в себе вкрапления многочисленных мелких галек, состоящих из кварца. Встречаются галечки слюдястого кварцита и слюдяно-кварцевых сланцев. Иногда в толще таких сланцев присутствуют рассеянные гальки такого

же состава, но большего размера. В этих случаях сланцы переходят в конгломераты. Максимальное развитие конгломератов наблюдается в Тирлянском районе. Здесь мощные скопления их образуют конусовидные высокие горы Барангул и Городская Шишка. Конгломераты являются внутриформационными образованиями. Цемент конгломератов аналогичен по составу описанным выше слюдястым сланцам, содержащим в себе эпидот. Гальки размером от 1 до 10 см, большей частью хорошо окатаны. Они состоят из розоватого стекловатого кварца,

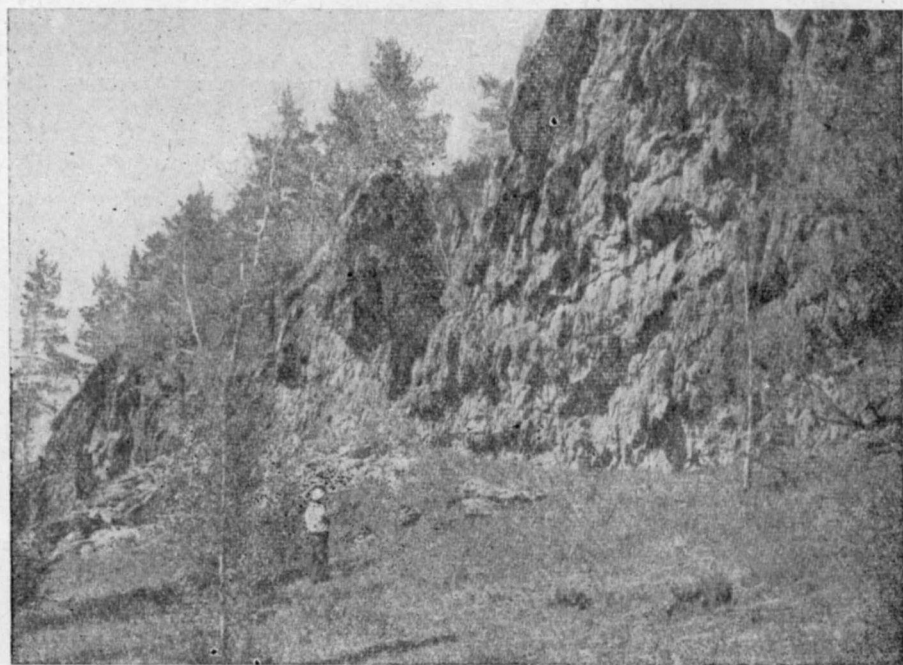


Рис. 20. Скальный выход слюдястых сланцев, слюдястых кварцитов и галечно-валунных конгломератов укшун-вервякской свиты южнее тракта Белорецк — Верхне-Уральск. Фото Х. Р. Еникеева

реже — слюдястых кварцитов и слюдяно-кварцевых, иногда графитистых сланцев разных свит метаморфического пояса. В Кирябинском районе севернее и юго-западнее пос. Кирябинского в разрезе свиты встречаются редкие маломощные пласты доломитов.

Ортосланцы представляют собой сильно измененные диабазы, диабазовые порфириты и их туфы, а также габбро-диабазы. В упомянутом районе в участках развития измененных габброидных пород встречаются серпентиниты, с которыми местами связаны месторождения тальковых сланцев, а в Тирлянском районе небольшие тела гнейсовидных гранитов. Мощность свиты до 2300 м.

Укшук-арвякская свита, как можно видеть во многих разрезах Кирябинского, Тирлянского, Белорецкого и других районов, согласно налегает на мазаринскую свиту. Данная свита, как и описанные выше свиты метаморфического пояса, характеризуется своими индивидуальными особенностями в отношении состава и других признаков. Господствующее значение в ее сложении занимают слюдясто-кварцевые, иногда значительно хлоритизированные сланцы. Они представлены листоватыми и плитчатыми разностями, обычно переслаивающи-

мися между собой. Сланцам подчинены слюдистые кварциты, встречающиеся в виде отдельных слоев, пачек и целых горизонтов.

Упомянутым выше сланцам также подчинены конгломераты, иногда обладающие большой мощностью. В составе конгломератов, кроме галек, присутствуют валуны размером 0,5—1,25 м.

Степень окатанности галек и валунов весьма различна. Гальки и валуны преимущественно состоят из слюдистых кварцитов, слюдистых кварцитовидных сланцев, характерных для более древних свит метаморфического пояса и кварца. Цемент представляет собой вид грубозернистого слюдисто-кварцевого сланца. Мощность свиты до 1100 м (рис. 20).

Верхняя серия. Эта серия завершает разрез метаморфического пояса хр. Урал-Тау. Она является более молодым членом метаморфической толщи, что хорошо видно в разрезе моноклинали западного крыла антиклинория Урал-Тау. Такому положению отвечает и состояние регионального метаморфизма ее пород.

В этой серии наряду со слюдистыми кварцитами играют некоторую роль кварцито-песчаники, а среди сланцев значительное место занимают разновидности филлитового облика. Серия подразделяется на свиты снизу вверх: акбийскую и белекейскую.

Акбийская свита хорошо выражена и обнажена в поперечной долине р. Суваняка, близ устья притока Акбийка. Ряд обнажений ее можно видеть по р. Сакмарю выше дер. Акназаровой. Свита представлена кварцито-песчаниками и кварцитами. Между слоями этих пород наблюдаются прослой серицито-хлоритовых и слюдисто-кварцевых листоватых и плитчатых сланцев. Акбийская свита с глубоким размывом ложится на различные свиты нижней серии суванякского комплекса, а в отдельных районах, как, например, у широтного колена р. Сакмаря, — даже непосредственно на кашкаровскую свиту ишимбетовской серии. Мощность значительно колеблется. Местами она достигает 900—1000 м.

Белекейская свита. Частые обнажения этой свиты выступают по обрывистым берегам ущелья р. Суваняка выше и ниже притока Белекея. Ряд типичных выходов ее можно наблюдать в поперечной долине р. Сакмары в районе дер. Акназаровой, а также южнее в Оренбургской области. Свита сложена главным образом хлоритосерицитовыми, серицито-хлоритовыми сланцами и хлорито-слюдисто-кварцевыми тонкоплитчатыми сланцами. Все эти породы переслаиваются между собой. Толще указанных пород подчинены слои и пачки кварцитов и кварцито-песчаников. Изредка встречаются прослой конгломератов, существенно отличающихся от конгломератов мазаринской и укшук-арьякской свиты. Величина галек, характеризующихся различной степенью окатанности, колеблется в пределах 2—10 см. Петрографический состав их довольно разнообразный. Преимущественно они состоят из пород метаморфического пояса Урал-Тау: разнообразные слюдистые кварциты и слюдяные сланцы как суванякского, так и максютовского комплекса. Особенно заслуживают внимания случаи нахождения галек типичных слюдяных сланцев последнего комплекса с хлоритизированными кристаллами альмандина. Много галек гранулированного кварца, очень сходного с кварцем кварцевых жил области развития максютовского комплекса. Нередки гальки слюдяно-кварцевых и слюдяно-кварцево-полевошпатовых пегматитов, иногда с вкраплениями кристаллов черного турмалина. Полевой шпат преимущественно калиевый, обычно сильно измененный процессами выветривания. Цемент конгломератов близок по составу и степени перекристаллиза-

ции к филлитовидным сланцам, к которым приурочены их маломощные скопления.

Белекейской свитой завершается разрез метаморфического пояса хр. Урал-Тау. С акбиинской свитой она имеет нормальный стратиграфический контакт, а покрывается несогласно отложениями палеозоя восточного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория, что можно видеть в ряде разрезов, особенно по левобережью глубокой долины р. Суваняка. Кварцевые песчаники ордовика, слагающие здесь гору Ураза, как видно местами по восточному склону ее, с угловым несогласием ложатся на белекейские сланцы. В гравийных разностях упомянутых песчаников встречаются мелкие гальки пород, похожих на сланцы и другие породы белекейской свиты. Южнее горы Ураза в тех местах, где из разреза восточного крыла упомянутого синклинория благодаря глубокому размыву и надвигу выпадает ордовик, описываемая свита в таких случаях имеет непосредственный контакт местами с силурийскими отложениями бетринской свиты. Максимальная мощность 2000—2300 м.

В заключение описания стратиграфии метаморфического пояса хр. Урал-Тау необходимо отметить следующее:

1. Описанный выше стратиграфический порядок залегания комплексов, свит и подсвит, как уже отмечалось, основан на фактических данных изучения многочисленных разрезов при геологическом картировании всего метаморфического пояса в границах Башкирской АССР и Оренбургской области и изучения строения тектонических структур его.

2. Рассматривая стратиграфическую последовательность залегания свит, начиная от яманташской и кончая белекейской, мы видим закономерное уменьшение степени интенсивности перекристаллизации начальных исходных пород, как осадочных, так и магматических, вверх по разрезу. Это прежде всего заметно по той роли, которую играют типоморфные минералы (гранат альмандин, глаукофан и др.) в составе метаморфических пород. Они являются для самой нижней, яманташской свиты одними из главнейших ее породообразующих минералов, если не присоединять к ним моноклинового пироксена.

Эти минералы образовались в условиях прогрессивного регионального метаморфизма в глубинной зоне. В залегающих выше свитах значение граната и глаукофана падает, а метаморфический пироксен совсем не встречается. Гранат и глаукофан как породообразующие минералы отсутствуют в суванякском комплексе. Общее падение степени и глубины регионального прогрессивного метаморфизма пород от нижних к верхним свитам, несмотря на неоднократные воздействия на них процессов диафтореза, хорошо видно по всему разрезу метаморфического пояса Урал-Тау. В самых низах этого разреза залегают эклогиты и глаукофановые сланцы и другие кристаллические породы яманташской свиты, а завершается он хлорито-серицитовыми и слюдисто-кварцевыми сланцами, кварцитами и кварцито-песчаниками белекейской свиты.

3. Начальные породы описанных выше свит и серий своим составом свидетельствуют об условиях их образования. Судя по степени распространенности ортосланцев, наиболее интенсивная магматическая деятельность проявлялась в более древних этапах геологической истории зоны Урал-Тау. В более поздние этапы в меньшем размере вулканизм заметно проявлялся в мазаринское время. Здесь как бы нашел отражение путь развития геосинклинали от более ранних к более поздним этапам.

4. Палеонтологических данных о возрасте описанных свит, серий и комплексов не имеется. О возрасте их можно судить только по ряду других данных. Общая мощность метаморфического пояса, если брать максимальные величины по свитам, превышает 15 000 м. Осадконакопление этой зоны временами прерывалось, и происходил размыв. Все начальные породы подвергались региональному прогрессивному метаморфизму, нижние свиты при этом характеризуются минералами глубинных фаций. Метаморфические породы мазаринской и укшук-арвякской свит имеют конгломераты с гальками уже метаморфизованных пород облика залегающих ниже пород суванякского и максютовского комплексов. Гальки пород зоны Урал-Тау встречаются в некоторых древних свитах западного склона и в фаунистически охарактеризованных ордовике и силуре. Фаунистически охарактеризованный нижний кембрий южной части Приурал-Тауской зоны с размывом ложится (данные А. В. Хабакова) на метаморфизованные породы облика сланцев хр. Урал-Тау. Все это говорит о древнем возрасте метаморфических толщ рассматриваемой зоны. По-видимому, максютовский комплекс можно отнести к нижнему протерозою, нижнюю серию суванякского комплекса — к среднему протерозою и верхнюю серию его — к верхнему протерозою.

В метаморфическом комплексе Урал-Тау встречаются рудные и нерудные ископаемые и редкие элементы.

Рудные ископаемые представлены месторождениями цветных металлов типа колчеданных. В противоположность зоне древних свит западного склона здесь не имеют распространения месторождения железа и марганца.

Колчеданные месторождения приурочены к площади развития ишимбетовской серии максютовского комплекса и мазаринской свиты суванякского комплекса. Примером первых служат месторождения Южное и Северное Юлукские и Гумеровское, а вторых — Кирябинское месторождение.

Следует остановиться на некоторых закономерностях пространственного распределения колчеданных месторождений зоны Урал-Тау. Они приурочены к местам максимального развития в границах этой зоны ортосланцев, образовавшихся из габброидных пород и гипербазитов — зеленых сланцев, зеленокаменных массивных пород и серпентинитов. Это были узлы многократного унаследованного проявления магматизма как допалеозойского, так и палеозойского. Судя по минеральному составу руд и минералогенезису вмещающих пород, оруденение, по-видимому, связано с палеозойскими небольшими интрузиями габбровой магмы и последующими проникновениями гидротермальных растворов, с которыми в свою очередь связано образование кальцита, барита и месторождений других нерудных минералов.

Узлы унаследованной длительной по времени магматической деятельности имеют закономерную связь с тектоническим развитием метаморфического пояса: в одних случаях с проникновением растворов по сложному Восточно-Урал-Таускому разлому, а в других — с установленным в последние годы (Д. Г. Ожиганов) разломом, проходящим местами по контакту метаморфических толщ максютовского и суванякского комплексов. С этим разломом связаны интрузии габбро и серпентинитов, прослеживающихся в виде узких полос из Оренбургской области до района дер. Юлук, Северного и Южного Юлукских месторождений и далее на север. Узлы такого же унаследованного проявления магматической деятельности наблюдаются и в области развития суванякского комплекса, преимущественно в полосе залегания мазаринской свиты. К одному такому узлу приурочено упомянутое выше Кирябин-

ское месторождение, которое по составу руд, их рудных и нерудных минералов имеет много общего с Юлукскими месторождениями.

Рассеянные вкрапления мелких выделений рутила характерны для эклогитов яманташской и чумаковской свит. Наблюдаются они также в мусковито-кварцевых сланцах чумаковской свиты. В некоторых случаях содержание этого минерала достигает такого размера, что скопления их могут явиться объектом поисковых работ.

Нерудные ископаемые метаморфического пояса весьма различны по своему значению, составу и генезису.

Абразивы представлены гранатом и точильными кварцитами. Наибольшим распространением красный гранат пользуется в яманташской свите. Точильные кварциты тазгакской и мугайской свит пользуются давней известностью не только на Южном Урале, но и за его пределами. Весьма ровные штучные камни различного размера дают кварциты мугайской свиты.

Месторождения талька и тальковых сланцев связаны с серпентинитовыми телами искужинской свиты максютовского комплекса и серпентинитами мазаринской свиты суваньякского комплекса. Большинство месторождений находится в границах залеганий пород первого комплекса.

Хрусталеносные кварцевые жилы часто встречаются на площадях развития сланцев искужинской свиты.

Перечисленным выше не исчерпываются перспективы поисков полезных ископаемых метаморфического пояса Урал-Тау. В границах его можно выделить ряд точек, заслуживающих внимания при поисках графитовых месторождений, кварцевых жил с признаками золотого и серебряного оруденений и разнообразных строительных материалов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ УРАЛО-ТОБОЛЬСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА

Метаморфические породы на восточном склоне Южного Урала (в пределах Оренбургской области) пользуются широким распространением, на что было указано в трудах геологов, посетивших Урал еще до Октябрьской революции (Гофман и Гельмерсен, 1835—1836; Чайковский, 1836; Меглицкий и Антипов, 1854—1855; Штукенберг, 1857; Карпинский, 1874; Тихонович, 1904—1907; Никитин и Пригорновский, 1907; Вихерский, 1913; Неуструев, 1918; Гудков, 1918 и др.).

Большинство из перечисленных авторов объединяли метаморфические породы различного состава в свиту «М» неопределенного возраста. Другие, как, например, Меглицкий и Антипов, Вихерский, Тихонович, относили их к додевонскому возрасту и считали наиболее древними породами в этом районе.

В тридцатых годах метаморфические породы восточного склона Южного Урала привлекли внимание геологов и стали изучаться более детально. Интересные данные по стратиграфии и петрографическому составу метаморфических толщ были получены в результате исследований А. Н. Гейслера и И. И. Соустова (1925—1927) в верховьях р. Тобола, А. А. Петренко (1932—1940) в Орском районе, Г. И. Водорезова (1932—1941) и Т. В. Билибиной (1955—1957) в Мугоджарах, Б. И. Борсука (1935—1936) в Кумакском районе, А. И. Рыбалкина и С. К. Нечитайло (1937), а позднее А. В. Хабакова, Г. И. Водорезова, М. И. Ициксона и К. И. Дворцовой (1939) в районе Домбаровского угленосного бассейна, А. В. Ренкиной (1935), Д. В. Пенинского (1939—1940), О. А. Эйнора (1910) в Кваркенском районе, К. И. Дворцовой (1940) в Адамовском районе, Я. Я. Вецлера (1955) в Еленовском.

районе, Н. Ф. Мамаева (1956—1957), И. В. Ленных (1951) в Кочкарском районе и Т. А. Смирновой (1950—1957) в Брединском районе.

Несмотря на длительный период изучения метаморфических толщ и полученный в результате проведенных работ достаточно обширный и ценный фактический материал, характеризующий их состав и распространение, вопросы возраста и условий формирования глубокометаморфизованных пород остаются во многом еще не ясными и дискуссионными.

Значительная часть геологов, проводивших исследования в южных районах Урала, образование глубокометаморфизованных пород относит к докембрию. Другая же группа геологов, изучавших строение северных районов рассматриваемой территории, склонна их рассматривать как метаморфизованные отложения палеозойского возраста.

Недостаточная степень изученности метаморфических толщ на восточном склоне Южного Урала не позволяет расчленить их на свиты или даже толщи, которые характеризовались бы общностью литологического состава. Имеющиеся материалы, изложенные в трудах указанных выше исследователей, позволяют выделить лишь сложные по своему составу комплексы метаморфических образований, обладающие только некоторыми общими чертами условий формирования и соответствующие крупным стадиям в истории геологического развития данного района.

Выделяются три таких комплекса (от древних к более мощным): 1) гнейсовый комплекс (гнейсы и гнейсо-граниты с подчиненными кварцево-хлорито-амфиболовыми и амфиболовыми сланцами); 2) комплекс различных по составу зеленых сланцев, амфиболитов и кварцитов; 3) комплекс метаморфизованных терригенных образований (кварциты, графитистые и слюдястые кварциты, кремнистые сланцы, слюдисто-кварцевые сланцы, кварцитовидные песчаники и др.).

Гнейсовый комплекс. Породы, входящие в состав гнейсового комплекса, выступают в ядрах крупных антиклинорий или в приподнятых тектонических блоках среди ниже- и среднепалеозойских отложений. Они прослеживаются в виде полос, вытянутых в направлении, близком к меридиональному. Наиболее широкой и протяженной является Ушкатинская полоса пород гнейсового комплекса, простирающаяся в север-северо-восточном направлении от долины р. Кугутыка на юге до р. Джарлы на севере, т. е. на протяжении около 125 км при средней ширине полосы 5—6 км.

Породы гнейсового комплекса приурочены здесь к ядру погружающегося к северу крупного и сложного по своему строению Мугоджарского антиклинория. Южнее в Мугоджарах полоса этих пород значительно расширяется. Вторая полоса пород гнейсового комплекса (джанабайская) расположена к востоку от Ушкатинской и прослеживается почти в меридиональном направлении (с небольшим отклонением к северо-западу) от верховья р. Букруктала на юге до р. Джанабая на севере. Менее значительные выходы гнейсов отмечаются в Домбаровском районе, в бассейнах рек Тюлькубая и Суундука, где они вскрыты в ядрах относительно небольших антиклинальных складок или в приподнятых тектонических блоках. Эти более мелкие структуры осложняют строение западного крыла Мугоджарского антиклинория.

В состав гнейсового комплекса входят разнообразные породы, причем даже ближайшие разрезы плохо увязываются друг с другом и вследствие этого стратиграфическая последовательность глубокометаморфизованных пород внутри комплекса во многом остается невыясненной. Преобладающим распространением пользуются тесно взаимо-

связанные биотитовые, биотито-роговообманковые и двуслюдяные плагиогнейсы, плагиоклазовые гнейсо-граниты, микроклиновые и мусковитовые гнейсо-граниты и огнейсованные граниты и мигматиты. Подчиненное положение в составе комплекса занимают кварцево-хлоритовые, кварцево-хлорито-амфиболовые, кварцево-альбито-хлоритовые и амфиболовые сланцы. Спорадически среди указанных разновидностей пород отмечаются силлиманито-кианитовые и ставролитовые гнейсы.

Соотношения между плагиогнейсами и различными по составу гнейсо-гранитами варьируют в широких пределах. В одних разрезах

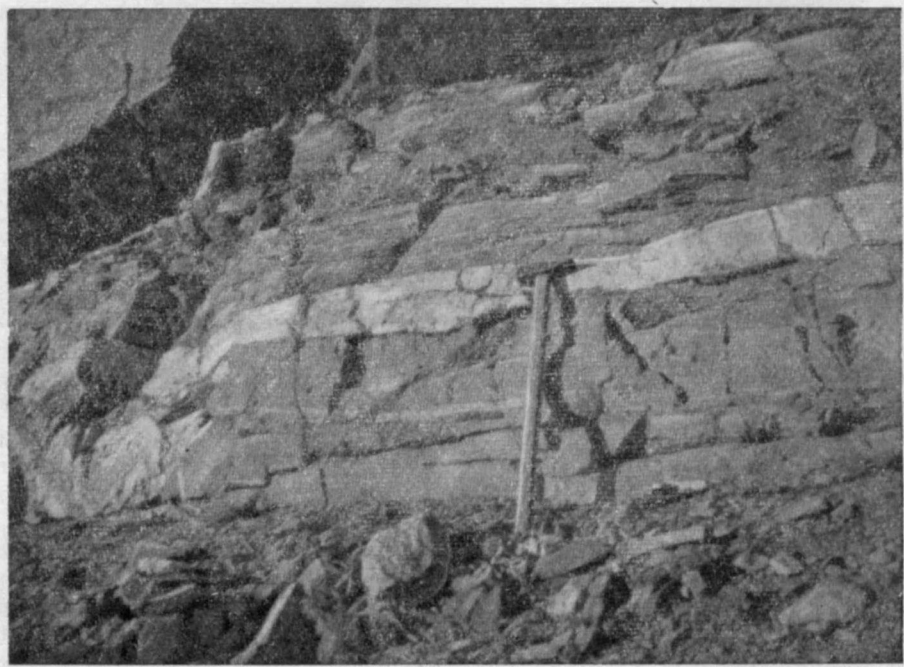


Рис. 21. Выход докембрийских гнейсов с жилами аплита в зоне Урало-Тобольского водораздела, в восточной части Оренбургской области. Фото Х. Р. Еникеева

преобладающими являются плагиогнейсы, а в других более широко развиты гнейсо-граниты, среди которых первые отмечались только в виде блоков, с развитием среди них полей мигматитов. Поэтому при относительно еще слабой степени изученности района разделение перечисленных разновидностей пород не представляется возможным (рис. 21).

Большинство исследователей, изучавших породы гнейсового комплекса данного района, предполагают, что тела гнейсо-гранитов и мигматиты образовались за счет инъекции гранитной магмы в толщу плагиогнейсов. Возможно, что в какой-то мере эти процессы и имели место. Но в то же время данные, полученные в результате более детального изучения мигматитов и гнейсо-гранитов, позволяют предполагать, что значительная часть их образовалась при процессах метасоматоза и анатексиса в толще гнейсов, наиболее интенсивно проявившихся в тектонически ослабленных зонах.

Следует отметить, что породы гнейсового комплекса вмещают большое количество каледонских и герцинских интрузий гранитоидов

и связанных с ними жильных образований (аплитов, пегматитов и кварцевых жил).

Недостаточная изученность пород гнейсового комплекса не позволяет наметить внутри него какую-либо схему стратиграфии. Полевые наблюдения и петрографическое изучение собранного материала приводят к следующим основным выводам.

Наиболее древними породами в составе гнейсового комплекса являются плагиогнейсы, иногда содержащие прослой кварцево-серицито-биотитовых, кварцево-альбито-хлоритовых амфиболовых сланцев и амфиболитов. Плагиогнейсы, по-видимому, в основной своей массе образовались за счет осадочных пород, на что может указывать наличие в отдельных редких случаях реликтов псаммитовых структур.

В отдельных разрезах отмечалось тонкое и многократное чередование плагиогнейсов с амфиболитами, амфиболовыми, кварцево-альбито-хлоритовыми и другими сланцами. Более поздними образованиями являются различные разновидности гнейсо-гранитов. Изучение и анализ имеющихся материалов свидетельствуют скорее о метасоматическом их происхождении. Процессы метасоматоза и, вероятно, анатексиса носили избирательный характер, чаще, по-видимому, используя тектонически ослабленные зоны. Вследствие этого метасоматические образования имеют различные морфологические формы. Чаще они ориентированы в направлении общего простираания пород гнейсового комплекса и имеют линзообразный или пластовый характер, но в то же время процессы метасоматоза и анатексиса охватывали значительные площади и вследствие этого возникли сравнительно крупные массивы пород гранитоидного состава.

Широким распространением пользуются также мигматиты, состоящие из частого чередования и сложного сочетания плагиогнейсов с гнейсо-гранитами, гнейсо-аплитами и реже пегматитами. Нередко породы гранитоидного состава образуют среди гнейсов жилообразные тела. Метасоматическое происхождение их не вызывает сомнений. Вместе с тем нет оснований полностью исключать наличие на отдельных участках развития пород гнейсового комплекса инъекции более поздней гранитной магмы.

Время проявления интенсивных метасоматических процессов на обширной площади и, в частности, ярко выраженного калиевого метасоматоза в породах гнейсового комплекса пока что не может быть установлено. Можно предполагать, что это происходило в условиях напряженных тектонических движений до формирования комплекса зеленых сланцев.

Комплекс зеленых сланцев, амфиболитов и кварцитов. Породы, входящие в состав данного комплекса, в пределах рассматриваемой территории пользуются сравнительно небольшим распространением. Пространственно они связаны с породами гнейсового комплекса и приурочены к синклиналим структурам. В пределах данного комплекса могут быть выделены две свиты, различающиеся как по составу пород, так и по относительному положению в стратиграфическом разрезе.

Нижняя свита отличается разнообразием состава зеленых сланцев; это почти черные, темно-зеленые пльчатые амфиболовые, хлорито-амфиболовые, хлорито-эпидото-амфиболовые разновидности, чередующиеся с амфиболитами. Подчиненное положение в составе свиты занимают кварцево-серицитовые, серицито-хлорито-кварцевые и кварцево-хлоритовые сланцы (рис. 22).

Первичный состав пород, за счет которых образовались метаморфические сланцы, распознается с большим трудом. Тем не менее при детальном микроскопическом изучении иногда удается установить

в различных разновидностях амфиболитов и амфиболовых сланцев реликты первичных порфировых структур. Это может свидетельствовать о том, что первоначальной породой являлись основные эффузивы. Другая часть зеленых сланцев образовалась, вероятно, за счет туфов и в меньшей степени в результате метаморфизма нормальных осадочных пород. Некоторые тела амфиболитов, по-видимому, образовались за счет интрузивных пород типа габбро-диабазов, которые среди основных эффузивов могли залегать в виде некков и силлов. Можно полагать, что ассоциация первоначальных пород, за счет которой образова-

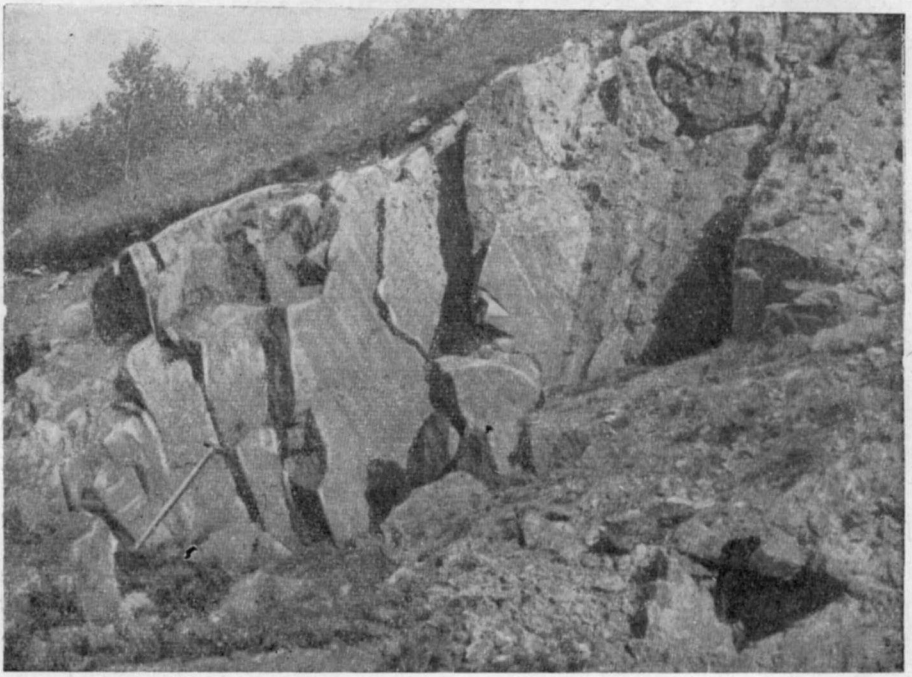


Рис. 22. Выход амфиболовых сланцев в зоне Урало-Тобольского водораздела, в восточной части Оренбургской области. Фото Х. Р. Еникеева

лись зеленые метаморфические сланцы нижней свиты, соответствовала спилито-кератофировой или спилито-диабазовой формациям. Мощность свиты, судя по разрезу (р. Комсак), не менее 700 м.

Верхняя свита данного комплекса представлена кварцитами, часто чередующимися с серицито-кварцевыми сланцами и рассланцованными песчаниками с бластопсаммитовой структурой. Подчиненное положение в разрезе свиты занимают кварцево-серицито-амфиболовые и амфиболовые сланцы. Свита залегает согласно на зеленых метаморфических сланцах, причем резкой границы между ними не устанавливается. В обнажениях, прослеживающихся в долинах рек Ащебутака и Тюль Кубая, можно видеть, что в верхней части разреза нижней свиты среди амфиболовых сланцев появляются прослои кварцитов и серицито-кварцевых сланцев. Выше по разрезу роль кварцитов увеличивается, и затем они почти полностью сменяют свиту зеленых сланцев. Преобладающая часть пород свиты образовалась в результате метаморфизма песчаников, а также кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. Мощность свиты до 600—700 м.

Комплекс метаморфизованных, преимущественно терригенных образований. Отложения этого комплекса широко распространены в восточной части Оренбургской области, где они прослеживаются в виде двух меридионально вытянутых полос. Западная полоса метаморфизованных терригенных образований приурочена к восточному крылу Джанабайского антиклинория, в ядре которого обнажаются рассмотренные выше породы гнейсового комплекса.

Восточная, более широкая полоса метаморфизованных терригенных образований прослеживается от района оз. Шелкар-Ега-Кара на юге к долине р. Тобола, где они были впервые описаны А. Н. Гейслером (1928) как метаморфизованные отложения нижнекаменноугольного возраста. В дальнейшем К. И. Дворцова отнесла их к нижнему девону по аналогии с близкими по составу и степени метаморфизма породами, в которых ею на левом берегу р. Тобола была найдена *Hercenella Bogemica* (определение Д. В. Наливкина). После работ К. И. Дворцовой в 1940 г. к югу от р. Тобола среди пород комплекса в маломощном горизонте известняков были найдены водоросли *Collenia* sp. (определение А. Г. Вологодина). Это позволило отнести отложения условно к нижнему палеозою.

Е. Н. Бойцовой, Е. А. Мaziной и Н. К. Овечкиным в работах, относящихся к 1947 г., возраст этих отложений также считался нижнепалеозойским, а затем в связи с находками к северо-востоку от оз. Шелкар-Ега-Кара в горизонте микрокварцитов водорослей *Conoühyton kazakstanicus* Куг. (определение Г. И. Кириченко) ими было дано заключение о верхнепротерозойском возрасте метаморфизованных осадочных отложений.

Как видно из приведенных данных, мнения о возрасте рассматриваемых отложений изменялись по мере получения новых данных. Хотя в последние годы получено уже много доказательств о более древнем их возрасте, чем нижнекаменноугольный, все же стратиграфическое и возрастное положение остается еще во многом не выясненным.

Породы Западной полосы по особенностям литологического состава и положению в общих структурах заметно отличаются от пород Восточной полосы. Это дает некоторое основание для выделения в составе комплекса следующих двух толщ: 1) кварцитов; 2) сланцев и песчаников. Первой из них соответствует Западная полоса, второй — Восточная.

Преобладающим развитием в составе толщи кварцитов пользуются серые, белые и палевые кварциты, часто слюдястые, чередующиеся с кварцитовидными песчаниками, графитистыми и углисто-графитистыми кварцитами, серицито-кварцевыми, серицито-хлорито-кварцевыми сланцами и филлитами. Реже среди них отмечаются полевошпатовые и магнетитовые кварциты. Частая перемежаемость всех этих разновидностей пород является характерной особенностью толщи, общая мощность которой составляет 2000—2500 м.

Толща сланцев и песчаников характеризуется тонким чередованием различных по составу сланцев с песчаниками, в той или иной степени рассланцованными и метаморфизованными. Песчаники представлены светло-серыми, серыми и зеленовато-серыми кварцевыми, кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми разностями с бластопсаммитовой структурой. Они перемежаются с серебристо-серыми и зеленовато-серыми кварцево-серицитовыми и кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами, филлитами и реже с маломощными горизонтами рассланцованных мелкогалечниковых конгломератов. Подчиненное положение среди указанных пород занимают графитисто-кремнистые, углисто-графито-кремнистые и кремнистые сланцы, а также светло-серые и палевые массивные кремнистые породы — фтаниты.

Наличие горизонтов и линз массивных кремнистых пород с криптокристаллической структурой, переходящей местами в микрогранобластическую, является очень характерным для разреза отложений, развитых в пределах Восточной полосы, особенно для южной ее части. Мощность толщи сланцев и песчаников, по данным Е. П. Бойцовой, Е. А. Мaziной и Н. К. Овечкина, более 2000 м.

Итак, гнейсовый комплекс пород является несомненно наиболее древним на восточном склоне Южного Урала, что подтверждается следующими данными:

1. Породы гнейсового комплекса, развитые на обширных площадях и характеризующиеся большими мощностями, претерпели глубокий метаморфизм с явлениями гранитизации и мигматизации, чего не наблюдается обычно в отложениях среднего палеозоя. Метасоматические гранитоиды, а также мигматиты не характерны для комплекса зеленых сланцев и тем более для метаморфизованных терригенных отложений. Если среди этих более поздних по времени формирования комплексов метаморфических пород и отмечаются местами мигматиты, то они имеют узко локальное распространение в экзоконтактовых зонах каледонских и герцинских гранитоидов, причем их взаимосвязь устанавливается отчетливо.

2. Наличие аркозового материала, а также обломков гнейсов и кристаллических сланцев в породах описанных выше комплексов зеленых сланцев и метаморфизованных терригенных отложений. В южной части Мугуджар в районе ключа Милысая, по сообщению Т. В. Билибиной, в рассланцованных конгломератах, залегающих среди пород комплекса зеленых сланцев, были встречены гальки микроклиновых гнейсо-гранитов.

В целом описанные выше комплексы, учитывая их положение в общем разрезе всего восточного склона и приуроченность к наиболее крупным положительным структурам упомянутого склона, по-видимому, можно отнести к докембрийским образованиям. Соотношение указанного разреза с разрезами древних комплексов других зон Южного Урала приводится в табл. 2.

Что касается вопроса сопоставления древних отложений отмеченных выше структурно-фациальных зон Южного Урала, то разрешение его сопряжено со значительными трудностями. Последние обусловлены отсутствием палеонтологических данных, позволяющих надежно определять возраст сопоставляемых образований, а также различием фациального состава отложений между зонами, развивавшимися в неодинаковых геотектонических и физико-географических условиях. Некоторыми геологами сделаны попытки параллелизации разрезов описываемых отложений названных выше зон Южного Урала.

М. И. Гарань (1960) составил схему сопоставления древних свит западного склона и зоны метаморфического пояса хр. Урал-Тау. В предложенных параллелизациях свит этих зон он исходил в основном из того предположения, что на одних и тех же этапах геологической истории в границах последних отлагались сходные осадки и формировались аналогичные по составу, мощности и распространенности толщи вулканогенных пород. В соответствии с этим схема корреляции данного автора выглядит так: «...лукшук-арвякская и мазаринская свиты относятся к ашинской свите, курташская свита отвечает зильмердакской свите, а уткальская и тупаргасская составляют одну свиту и соответствуют авзянской и зигазино-комаровской свитам». С последней же свитой, а также с зигалинской и машакской свитами параллелизуются ишимбетовская и яманская серии. Сам же автор оценивает данную схему так: «Надежно доказано, что докембрийские образования

Центральной зоны (Урал-Тау) Южного Урала хорошо коррелируются с разрезом позднего докембрия Западной зоны (Башкирский антиклинорий)». Между тем были предложены также в категорической форме другие схемы корреляции, резко отличающиеся от рассмотренной схемы М. И. Гараня. Так, например, А. И. Олли и В. А. Романов (1960) высказываются за следующие сопоставления свит метаморфического пояса Урал-Тау и свит западного склона: 1) свиты нижнего (максютовского) комплекса — свиты бурзянской серии; 2) курташская свита — зигальгинская свита, в схеме М. И. Гараня курташская свита параллелизуется с зильмердакской; 3) мазаринская свита — зигазино-комаровская свита; 4) укшук-арвякская свита — авзянская свита; 5) акбиикская свита — зильмердакская свита; 6) белекейская свита — катавская, инзерская и миньярская свиты (акбиикская и белекейская свиты метаморфического пояса Урал-Тау в схеме М. И. Гараня не упоминаются и объяснений этому не дается). А. И. Олли и В. А. Романов при составлении приведенной выше схемы корреляции обошли существование в зоне Урал-Тау уткальской и тупаргасской свит, наличие которых подтверждено контрольными наблюдениями уральских геологов. М. И. Гараня, как отмечено выше, параллелизует их с авзянской и зигазино-комаровской свитами.

Корреляция древнейших фаунистически неохарактеризованных отложений разных структурно-фациальных зон, развивавшихся в неодинаковых геотектонических условиях, возможна только на основе применения комплексного метода, при котором учитываются следующие особенности толщ: петрографический и фациальный составы, характер, степень и время прогрессивного регионального метаморфизма, установленные стратиграфические несогласия, размывы и переотложения, снос продуктов размыва из одной зоны в другую, а также обоснованные заключения о возрасте и стратиграфическом порядке залегания свит.

Современная степень изученности докембрийских комплексов всех зон Южного Урала не может обеспечить более или менее обоснованную удовлетворительную корреляцию их разрезов.

Древние свиты западного склона и метаморфические толщи хр. Урал-Тау сформировались в разных геотектонических условиях, и поэтому для их разреза снизу доверху иметь один и тот же состав и возраст не обязательно. Присутствующая та или иная серия в одной зоне может не быть в другой, не обязательно также для каждой зоны наличие всех стратиграфических аналогов другой зоны, поскольку тектогенез, в значительной степени определяющий ту или иную обстановку седиментации, не во всех регионах может проявиться одинаково.

При рассмотрении вопросов корреляции докембрийских отложений Южного Урала прежде всего необходимо кратко отметить некоторые их черты по зонам (более подробно они охарактеризованы в очерках по стратиграфии). Разрез зоны хр. Урал-Тау отличается рядом особенностей. Комплексы и серии, как правило, налегают друг на друга с размывом. Наиболее глубокие размывы отвечают границам максютовского и суванякского комплексов, нижней суванякской и верхней суванякской серий. Все это, несомненно, свидетельствует о том, что в конце максютовского и нижнесуванякского времени в данной зоне проявились существенные складчатые движения. Первые из них, по-видимому, отвечают по времени концу нижнего, вторые — концу среднего протерозоя.

Самый нижний комплекс зоны хр. Урал-Тау, как древнейший в его разрезе, отличается глубоким метаморфизмом, широким распространением альмандина и глаукофана, а иногда и метаморфического пироксена. Для этого комплекса характерны такие породы глубинного метаморфизма, как эклогиты. Этот метаморфизм наиболее древний, о чем

Таблица 2

Стратиграфическая схема докембрийских отложений метаморфического пояса
зоны хр. Урал-Тау
(Составил Д. Г. Ожиганов, 1963 г.)

Предполагаемый возраст	Комплекс	Серии	Свиты	Подсвиты	Петрографическая характеристика и максимальная мощность	
Верхний протерозой	Суванянский	Верхняя	Белекейская		Филлитовые сланцы, кварциты и кварцито-песчаники и редкие прослой конгломератов; до 2000—2300 м.	
			Акбинская		Кварциты и кварцито-песчаники с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев; до 900—1000 м.	
Средний протерозой	Суванянский	Нижняя	Складчатые движения. Перерыв. Угловое несогласие			
			Укшук-арвяк-ская		Тонкое чередование слюдисто-кварцевых, кварцево-слюдистых и хлорито-слюдистых сланцев, кварциты, конгломераты с галькой и валунами метаморфических пород; до 1100 м.	
			Мазаринская		Слюдяные плагиоклазо-кварцевые, нередко с эпидотом, хлоритом, актинолитом и сфеном сланцы с прослоями слюдяно-кварцевых, иногда гравийных сланцев, а также слюдистых кварцитов; конгломераты с гальками и валунами пород зоны Урал-Тау; амфиболиты; до 2300 м.	
			Тупаргасская		Тонкое чередование графитистых хлорито-кварцевых и слюдисто-кварцевых сланцев; до 250 м.	
			Курташская		Слюдистые кварциты с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев; до 600—700 м.	
			Уткальская	Верхняя	Тонкое чередование гнейсовидных слюдяно-альбитовых и слюдяно-кварцевых, иногда графитистых сланцев; им подчинены кварциты, встречаются амфиболиты; до 1300 м.	
Нижняя	Слюдистые кварциты с прослоями сланцев, характерных для вышележающей подсвиты; до 1000 м.					
Нижний протерозой	Максютовский	Ишимбетовская	Складчатые движения. Перерыв. Угловое несогласие			
			Кашкардовская		Графитистые слюдисто-кварцевые, кварцево-слюдистые сланцы, графитистые кварциты и амфиболиты, в той или иной степени перешедшие в зеленые сланцы; во всех перечисленных породах иногда присутствует альмандин; до 900 м.	
			Искужинская		Те же парасланцы, повышается роль измененных амфиболитов; изредка встречаются эклогиты, редкие линзы мраморов; до 1000 м.	

Продолжение табл. 2

Предполагаемый возраст	Комплекс	Серии	Свиты	Подсвиты	Петрографическая характеристика и максимальная мощность	
Нижний протерозой	Максотовский	Яманская	Складчатые движения. Перерыв			
			Мугайская (верхняя „белая“)			Вверху: господствуют мусковито-вые, мусковито-кварцевые, кварцево-мусковитовые, альбито-мусковито-кварцевые сланцы, в которых иногда присутствуют кристаллы граната и глаукофана, сланцам подчинены слюдистые кварциты. Внизу: роль сланцев уменьшается, возрастает значение кварцитов; до 900 м.
			Чумакская („пестрая“)			Графитистые сланцы и кварциты, разнообразные сланцы с альбитом, эпидотом, хлоритом, мусковитом и кварцем, образовавшихся при диафторезе из гранато-глаукофановых сланцев и эклогитов, гранат и глаукофан которых иногда полностью не замещены. Эклогиты. Редкие линзы мраморов; до 600—1000 м.
			Тазгакская (нижняя „белая“)			Вверху: господствуют разнообразности мусковито-кварцевых сланцев с кристаллами граната и глаукофана; распространены двуслюдяные, частью гранатовые сланцы; этим породам подчинены слои слюдистых, иногда графитистых кварцитов. Внизу: слюдистые кварциты с прослоями мусковитовых сланцев с гранатом и глаукофаном; до 500—600 м.
			Яманташская (серо-зеленая)		Вверху: гранато-глаукофановые гнейсовидные сланцы, значительно измененные процессами диафтореза; пластообразные и жиллообразные тела эклогитов, подвергшихся в той или иной степени регрессивному метаморфизму. Внизу: возрастает роль эклогитов; эклогиты подчинены толще, для состава которой характерно тонкое чередование глаукофановых, гранато-глаукофановых, гранато-графито-кварцевых и др. сланцев; присутствуют прослои, состоящие почти полностью из мелких кристаллов алмадина; встречаются тела метаморфической породы, главнейшим породообразующим минералом которой является энстатит—бронзит; до 1500 м.	

Таблица 3

**Схема сопоставления докембрийских отложений восточной части
Русской платформы и разных геотектонических зон Южного Урала**

(Составил Д. Г. Ожиганов, 1962)

Возраст (пред-положитель-ный)	З о н ы				
	Восточная часть Русской платформы	Центральная зона западного склона (Башкирское поднятие)	Приурал-Тауская зона западного склона (Белорецкое поднятие)	Зона хр. Урал-Тау	Урало-Тобольский водораздел
Верхний протерозой	Верхне-бавлинская серия Нижне-бавлинская серия	Ашинская серия Каратауская серия Юрматинская серия Машакская серия Бурзянская серия		Верхняя серия суванякского комплекса	Комплекс метаморфизованных терригенных пород
Средний протерозой			Белорецкий комплекс	Нижняя серия суванякского комплекса	Комплекс амфиболитов, зеленых сланцев и кварцитов
Нижний протерозой				Ишимбетовская серия максютовского комплекса Яманская серия максютовского комплекса	Комплекс гнейсов
Архей	Гнейсы				

свидетельствует присутствие галек максютовских пород с продуктами регрессивного изменения граната в отложениях суванякского комплекса. Нижняя серия последнего комплекса не имеет отмеченных типоморфных минералов, но все же и она значительно метаморфизована. Для этой серии характерна полная перекристаллизация исходных пород. В верхней серии степень интенсивности метаморфизма падает. Здесь наряду с кварцитами и слюдястыми кварцитовидными сланцами встречаются кварцито-песчаники и филлитовые хлорито-серицитовые сланцы. Комплекс древних свит западного склона по фациальному составу, степени участия в его отложениях вулканогенных пород и по региональному прогрессивному метаморфизму существенно отличается от комплексов зоны хр. Урал-Тау. Заслуживает внимания отмеченный ранее факт присутствия в ряде древних свит западного склона галек и валунов, состоящих из пород метаморфического пояса хр. Урал-Тау,

при полном отсутствии продуктов размыва древних свит названного склона в породах этого пояса.

Изложенное выше позволяет считать, что в целом разрезы двух рассматриваемых зон по времени образования исходных пород полностью не эквивалентны; по-видимому, только с верхней и частично нижней серией суваякского комплекса зоны хр. Урал-Тау можно синхронизировать комплекс древних свит западного склона. Надо полагать, что яманская и ишимбетовская серии в отношении возраста и состава в разрезе комплекса рифейских серий западного склона аналогов не имеют.

В заключение данного обзора ниже приводится стратиграфическая схема докембрийских отложений метаморфического пояса зоны хр. Урал-Тау (табл. 2) и схема сопоставлений разрезов докембрийских отложений восточной части Русской платформы с докембрийскими отложениями разных геотектонических зон Южного Урала (табл. 3).

ПАЛЕОЗОИ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Достоверные кембрийские отложения в границах Южного Урала известны только в южной части Приурал-Тауской зоны западного склона, в Медногорском районе. В истории изучения древних отложений описываемой территории известны предположительные заключения о кембрийском возрасте ряда терригенных толщ, присутствующих в ее разрезе. Так, например, некоторые геологи относили к кембрию ашинскую серию (М. И. Гарань, Б. М. Келлер), ашинскую и каратавскую серии (К. А. Львов, А. И. Иванов и др.), терригенный комплекс Урало-Тобольского водораздела (Г. А. Ленных), вулканогенные и осадочные образования западного крыла Магнитогорского синклиория (темясовская свита), граничащие по тектонической линии с метаморфическими сланцами Урал-Тау (Д. Г. Ожиганов и др.).

Отсутствие находок палеонтологических остатков во всех отмеченных образованиях горной страны связано, по-видимому, с палеогеографической обстановкой кембрийского периода.

Благодаря восходящим тектоническим движениям обширные площади Южного Урала представляли собой в это время либо сушу, либо были заняты замкнутыми мелководными бассейнами, лишенными животной жизни. В данном случае заслуживает внимания сообщение С. Н. Наумовой о находках в толщах, синхронных, по ее мнению, ашинской серии, спор нижнего кембрия.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИ ОХАРАКТЕРИЗОВАННЫЕ КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Южная часть западного склона Южного Урала является единственной областью на Урале, где кембрийские отложения палеонтологически охарактеризованы. Здесь они и были впервые на Урале открыты в 1931 г. Находки археоциат в линзах известняков удалось сделать геологам Н. К. Разумовскому, Е. Э. Разумовской, Е. В. Воиновой и А. В. Хабакову на горке, расположенной к востоку от ж.-д. ст. Рысаево, в Кувандыкском районе Оренбургской области. В этом месте имеется несколько небольших тел сероватых массивных известняков, довольно сильно перекристаллизованных. Линзы известняков здесь залегают среди зелено-серых и зелено-бурых кремнистых туфосланцев с юго-западным падением. Самый крупный выход известняка имел размеры

около 30×10 м. Согласно определению, сделанному А. Г. Вологдиным, здесь были найдены характерные кембрийские формы археоциат и древних водорослей: *Archaeocyathus* (= *Ajacilyathus*) *shinensis* Vologdin, *Ajacicyathus facilis* Vol., *Urolocyathus kidriassovensis* Vol. *Dicthyocythus bourcartii* Vol., *Razumovskya uralica* Vologdin, *Renalcis gransus* Vol., *Renalcis cibus* Vol. *Chabakovia ramosa* Vologdin. Была найдена и вторая группа выходов кембрийских известняков в полутора километрах на юго-восток от Рысаева, тоже в виде небольших линз, с юго-восточным падением, среди буро-зеленых туфопесчаников, сланцев и основных порфиристов. В известняках были обнаружены остатки археоциат *Spirocyathella* sp. и древних водорослей *Epiphyton fasciculatum* Charpaп (по определениям А. Г. Вологодина).

Сообщение о находках на юге Урала кембрийских известняков с остатками археоциат и водорослей было опубликовано Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовским (1932).

Монографическое исследование характерных органических остатков из южноуральского кембрия, среди которых большинство оказалось видами, новыми для науки, спустя несколько лет было опубликовано А. Г. Вологдиным (1938).

В начале тридцатых годов геологами были еще обнаружены в Сакмарской зоне участки с группами выходов археоциатовых известняков. Все эти выходы описаны. Наметилась довольно длинная полоса вдоль западного склона (главным образом по западной окраине Сакмарской структурно-фациальной зоны), начиная от хр. Шайтан-Тау и долины р. Сакмары на севере до Зауральской полосы Мугуджар на юге, где были встречены места с выходами кембрийских известняков.

Н. К. Разумовский пришел к заключению об аллохтонном тектоническом залегании многих линз кембрийских известняков. Местами же казалось вероятным их ксенолитовое залегание в виде глыб-отторженцев, вынесенных во время извержения лав, среди окружающих более молодых по возрасту пород. Предположение о нормальном стратиграфическом залегании большинства линз известняков с археоциатами было высказано независимо друг от друга Н. Г. Кассиным (1940), А. Г. Вологдиным (1937) и В. Н. Павлиновым (1947). Позднее В. Н. Павлинов опубликовал описание крупной линзы известняков Ст¹,² залегающей в ядре антиклинальной складки среди песчаников на левом берегу р. Сакмары у дер. Бикташевой, в 13 км к северо-востоку от горы Кувандык.

В 1956—1959 гг. геологи ВСЕГЕИ А. В. Хабаков и А. Д. Петровский изучали нормальную последовательность и литологические особенности кембрийских отложений в Сакмарской зоне. Предлагаемый очерк учитывает еще неопубликованные результаты этих исследований.

Как упоминалось выше, еще в тридцатых годах текущего столетия на Урало-Сакмарском междуречье были собраны обширные коллекции остатков кембрийских археоциат и древних водорослей. Эти коллекции были в значительной части тогда же изучены А. Г. Вологдиным, который установил, что известные на юге Урала месторождения археоциатовых известняков должны представлять, по палеонтологическим данным, один горизонт, названный им орским. Эти первые определения представляют основу для дальнейших сопоставлений. Однако вызвал сомнения основной вывод А. Г. Вологодина о среднекембрийском возрасте орского горизонта известняков с археоциатами.

Новые значительные палеонтологические коллекции археоциат и древних водорослей в Сакмарской зоне были собраны А. Д. Петровским и А. В. Хабаковым в 1956—1959 гг. По данным этих авторов,

в линзах в отмеченном горизонте известняков распространены следующие виды:

- Bazatocyathus* sp. nov. *Koniushkov* (10, 11)
- Dictyocyathus yavorski* Vologdin (2, 3, 5, 6, 10, 12)
- Dictyocyathus bourcartii* Vologdin (11, 12, 13)
- Protopharetra ertashkaense*, Vologdin (1, 2) *Protopharetra deformis*, Vologdin (5)
- Archaeocyathus latus* Vologdin (1, 2)
- Archaeocyathus* sp. nov. *Koniushkov* (12)
- Archaeocyathus* sp. (5)
- Spirocyathella kislartauense* Vologdin (2)
- Archaeocynthus kusnetzense* Vologdin (1)
- Archaeocyathus turexternus*, Vologdin (1, 3, 12, 7, 11)
- A.* sp. nov. *Koniushkov* (5)
- A.* sp. (10)
- Dokiaocyathus* sp. (5)
- Uralocyathus regularis*, Vologdin (3, 6, 7, 10, 13)
- Coscincocyathus* sp. (1, 4)
- Uralocyathus Kidriassovensis* Vologdin (5, 7), *Uralocyathus* sp. (11)
- Bicyathus angustus* Vologdin (2, 12, 7)
- Bicyathus* sp. (1, 11)
- Putapocyathus* sp. nov. *Koniushkov* (5)
- Aptocyathus gordoni*, Vologdin (1)
- Loculocyathus* sp. (2, 5, 9)
- Ajacycyathus grandis*, Vologdin (1)
- Ajacycyathus schinensis* Vologdin (1, 3, 13)
- Ajacycyathus voinoval* Vologdin (1)
- A. facilis* Vologdin (7)
- A.* sp. (2, 3, 5, 7, 8, 11, 12)
- Ethmophyllum* sp. (1)
- Thalamocyathus* (?) sp. (5)
- Coscincocyathus bedfordi* Vologdin (1, 5, 12, 13) *

В приведенном перечне археоциат номерами после названий видов отмечено их местонахождение.

По данным новых палеонтологических сборов, в тереклинских известняках на юге Урала более обычными среди археоциат являются формы, относящиеся к родам *Dictyocyathus*, *Archeolynthus*, *Uralocyathus*, *Ajacycyathus* и *Coscincocyathus*. Собственно *Archaeocyathus*, а также *Protopharetra* и *Spirocyathella*, встречающиеся, по-видимому, реже.

Обращает на себя внимание констатация наличия на юге Урала и таких своеобразных родов археоциат, как *Aptocyathus*, *Putapocyathus* и др., которые были известны лишь из кембрия Южной Сибири. К. Н. Конишков, заново изучающий и сравнивающий южноуральские фауны археоциат, приходит к выводу, что по комплексу видов все они составляют один горизонт, ближе всего сходный с белогорским горизонтом в горах Салаира. Белогорский горизонт занимает промежуточное положение в разрезе между известными камешковским и санаштыкгольским горизонтами.

Все эти горизонты в Сибири относятся к ленскому ярусу нижнего кембрия. К нижнему кембрию (а не к среднему, как думал А. Г. Во-

* 1 — гора Бикташ, левый берег р. Сакмары, близ дер. Бикташевой; 2 — при выезде из г. Кувандыка, под перевалом на левом берегу р. Сакмары, по дороге на дер. Ибрагимову; 3 — между дер. Псянчино и пос. Никитиным, на водоразделе рек Курган и Блява; 4 — на проселочной дороге из дер. Идельбаевой к пос. Никитину; 5 — между г. Медногорском и пос. Никитиным; 6 — в 1 км к северо-востоку от ж.-д. ст. Рысаевой, на левом берегу р. Кураган, восточнее дороги на г. Медногорск; 7 — в 4 км к северо-востоку от дер. Кидрясовой, так называемая «шапка Мономаха»; 8 — к северу от хут. Калашникова; 9 — в логу среди мелкосопочника, между хут. Калашниковым и г. Медногорском; 10 — на склоне долины к северу от хут. Калашникова; 11 — на склоне долины ручья у хут. Беркут; 12 — в ложке на левом склоне долины р. Киндерли; 13 — южнее дороги из дер. Идельбаевой к пос. Никитину; 14 — на водоразделе рек Блява и Кураган, в 0,8 м от туннеля по ж. д. между ст. Рысаевой и г. Медногорском.

логдин) следует относить и южноуральские известняки с археоциатами тереклинской свиты Ст₁². На нижнекембрийский возраст указывает и находка брахиоподы *Kutorgina* cf. *perrugata* Walc. (определение Е. В. Лермонтовой).

По новой номенклатуре, эту форму следовало бы переопределить как *Kutorgina* из группы *lenaica* Lerm.

Из водорослей, по новым сборам, распространены:

Razumovskya uralica, Vologdin,
Renalcis granosus, Vologdin,
Renalcis cibus Vologdin,

Epiphyton fruticosum chapman,
Epiphyton tenue Vologdin,
Chabakovia ramosa Vologdin.

Дальнейшей ступенью изучения кембрийских фаун и отложений на Урале должно явиться обнаружение определимых остатков трилобитов и брахиопод, которые могут встретиться скорее всего не в водорослевых известняках с археоциатами, а во вмещающих слюях.

Сравнивая прежние и новые списки органических остатков из южноуральских нижнекембрийских известняков, можно заметить, что совокупность видов и родов археоциат и их разнообразие увеличены по новым сборам более чем в два с половиной раза сравнительно с прежним перечнем, первоначально установленным А. Г. Вологдиным; вместо 14 видов археоциат теперь достоверно известна 31 форма.

Обращает на себя внимание отсутствие среди южноуральских археоциат колониальных форм, свойственных так называемым полициатам и спироциатам. Здесь встречаются лишь одиночные формы (одиночные кубки). Местами в линзах тереклинских известняков, например в одной из линз, обнажающихся на левом берегу р. Блявы, на западной окраине г. Медногорска, встречаются во множестве цельные кубки археоциат. Следует заметить, что здесь имеют место заросли, а не рифовые постройки из археоциат.

Рифообразующими организмами в эпоху отложения нижнекембрийских карбонатных пластов на юге Урала могли быть некоторые пороодообразующие формы древних водорослей. Остатки водорослей в известняках Ст₁² обильны, но довольно однообразны по числу видов.

При осмотре выходов известняков Ст₁² в Сакмарской структурно-фациальной зоне обычно удается заметить, что каждый крупный выход или их тесно сближенные группы представляют собой короткие быстро выклинивающиеся линзы, почти округлые в плане. Реже наблюдается удлиненность залежей известняков в каком-либо одном направлении или плоские медленно утоняющиеся прослои и пласты известняков. Размеры линз обычно невелики; по мощности — от нескольких метров до 30—40 м, по простиранию — от десятка до 130 м.

По форме, характеру залегания и вероятному происхождению линзы и другие прерывистые залежи известняков с археоциатами Ст₁² можно подразделить на три категории: 1) известняковые пластообразные линзы, находящиеся в коренном залегании, где приходится предполагать один и тот же геологический возраст и для вмещающих их слоев, палеонтологически не охарактеризованных; 2) глыбы известняков, залегающие в виде ксенолитов среди более молодых основных лав; 3) брекчированные обломки известняков, встречающиеся в сланцево-серпентинитовых брекчиях; перемытые и переотложенные валуны из кембрийских известняков.

Нормальное стратиграфическое залегание большинства крупных и целостных по своим очертаниям пластовых линз известняков Ст₁² подтверждается следующими данными: 1) соответствием внешней формы линзовидного известняка с изменениями характера слоистости и распределения органических остатков; 2) наличием переходов от

известняковой породы на краях линз к вмещающим пластам; 3) дополнительными данными о кембрийском возрасте вмещающих пластов.

В крупных (мощностью до 10—35 м и по простиранию до 40—130 м) линзах известняков с археоциатами облик карбонатной породы и характер слоистости заметно изменяются. В середине линзы обычные массивные или грубослоистые известняки, нередко почти немые. На краях линз, по мере убывания мощности и выклинивания, известняки часто становятся яснослоистыми, местами даже плитчатыми. Близ мест выклинивания, у самых краев линзы встречаются и тонкоплитчатые, оолитовые или иногда мелкообломочные, песчанистые, а также глауконито-шамозитовые и мергелистые прослои. Кое-где в краевых частях линз археоциатовых известняков попадают и грубообломочные прослои, содержащие гравий и мелкие гальки кремней, кремнистых туфов, измененных лав спилитового ряда, сходных с некоторыми вмещающими толщами. В самом основании известняковых тел обычно встречаются слоистые известняки.

Шапкообразные линзы известняков St_1^2 , судя по их внутреннему составу и строению, являются существенно органогенными телами, типичными водорослевыми онкоидными рифами, включающими заросли археоциат. В них наблюдается то сплошь органогенное массивное строение из окаменелых слоевищ водорослей, то местами кавернозное и обломочное, с довольно крупными, позже зацементированными пустотами, что указывает на существование первично-твердого состава рифогенной постройки.

В линзах археоциатово-водорослевых известняков St_1^2 нередко наблюдается ярусное первично-направленное расположение кустиков эифитона и других кустистых водорослей и кубков археоциат, соответствующее направлениям и зонам их первичного разрастания. Встречаются, как уже упоминалось, онколито-оолито-обломочные разности известняков, содержащие мелкие, подвергшиеся перемыву колонии водорослей. Переход от линзы известняка к вмещающим пластам является обычно быстрым и резким как в кровле, так и на краях. В горе Бикташ на р. Сакмаре, между деревнями Сарбаевой и Кидрясовой, были замечены короткие зоны взаимного чередования в виде узких языков-прослоев известняка и глинистых туфосланцев-алевролитов. Среди туфосланцев-алевролитов в слоях, подстилающих линзу, были в одном месте найдены плохо сохранные остатки радиолярий. Химические анализы показали, что разновидности нижекембрийских известняков, содержащие обильные и хорошо сохранные остатки археоциат, отличаются чистой и однородностью химического состава, являются почти нацело кальцитовыми, без магнезиальной примеси. Магнезиальность (до 2—3%) обнаруживается в линзах нижекембрийских известняков там, где преобладают обильные остатки древних водорослей и кавернозное строение.

В местах, где линзы археоциатовых известняков St_1^2 находятся среди песчаников, имеется возможность отличить кембрийские песчаники от других более молодых толщ литологически сходных песчаников, прежде всего от ордовикских, по шлихо-минералогическим особенностям. В Сакмарской структурно-фациальной зоне было недавно осуществлено систематическое исследование шлихо-минералогических отличий нижекембрийских, ордовикских и силурийских песчаников (Петровский и Хабаков, 1956, 1957, 1960). С этой целью во всей полосе по западному склону отбирались и отмывались на шлик протоочки из штуфных проб коренных пластов определенного стратиграфического положения и возраста. В отличие от ордовикских нижекембрийские песчаники в Сакмарской зоне почти нехромитоносны, но постоянно

содержат значительную примесь обломочных зерен турмалина, рутила, а также апатита и розового или оранжевого граната; песчаники бедны магнетитом и ильменитом. Обломочные плохо окатанные зерна кварца составляют основную часть нижнекембрийских песчаников (до 98%).

По составу вмещающих пластов выявляются три типа толщ, включающих линзы археоциатовых известняков:

1. *Бикташевский тип разреза* Ст₁² — с преобладанием в качестве вмещающей толщи песчаников. Характерным примером может служить разрез по левому берегу р. Сакмары на склонах горы Бикташ (обн. 255—208) между деревнями Рамазан и Бикташевой, в 13 км к север-северо-востоку от г. Кувандыка Оренбургской области.

2. *Блявинский тип* — среди основных лав и туфов. Примерами служат разрезы в окрестностях городов Кувандыка и Медногорска (обн. 201 и 866).

3. *Беркутский тип* — с залеганием археоциатовых известняков среди кремнистых сланцев — фтанитов. В качестве примера может быть указан выход археоциатового известняка среди черных фтанитов на притоке р. Каракуля — Киндерли близ хут. Беркут (обн. 421).*

Состав и последовательность пластов в разрезе нижнекембрийских песчаников и известняков на Сакмаре у дер. Бикташевой следующие (сверху вниз):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Крупнослоистые желто-серые слюдястые мелкозернистые плотные кварцевые песчаники | 100—125 м |
| 2. Серовато-белые грубослоистые известняки, с остатками водорослей и археоциат, иногда с оолитовыми и обломочными прослоями, местами кремневые | 8—9 „ |
| 3. Массивные и грубослоистые известняки с редкими археоциатами, местами оолитовые, серовато-белые, реже красноватые от 30 до 0 (до полного выклинивания к краям линзы); | 8—9 „ |
| 4. Крупнооолитовые (онкоидные) и брекчиевидные грубослоистые серо-белые или зеленовато-светло-серые известняки с обильными остатками водорослей | 2—4 „ |
| 5. Глыбовые или неправильно крупнослоистые плотные желто-серые песчаники, местами глинистые, довольно мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые, иногда более крупнозернистые с примесью гравия и галек зелено-серых кремней | 80 „ |

Примером существенно вулканогенного разреза с участием небольших тел археоциатовых и водорослевых известняков являются выходы нижнекембрийских слоев в окрестностях городов Кувандыка и Медногорска.

На северной окраине г. Кувандыка, среди мелкосопочника на левом склоне долины р. Сакмары, близ дороги к дер. Ибрагимовой, находится горка с хорошо заметными выходами бело-серых массивных известняков, образующих небольшую линзовидную залежь мощностью до 10 м, с довольно крутым север-северо-восточным падением. В известняках встречаются местами онколитовые и оолитовые прослои, а также хорошо сохранные остатки водорослей и археоциат.

Эта залежь известняка с археоциатами залегает согласно среди миндалекаменных основных лав. Неподалеку, несколько южнее, среди амигдалоидов находится еще одна небольшая линза известняков Ст₁².

Описываемое пятно выходов нижнекембрийских слоев в ядре брахискладки оконтуривается с юга, по правому берегу р. Курагана, в самой черте города Кувандыка полосой выходов силурийских биту-

* В скобках здесь даны ссылки на номера выходов (по дневникам А. Д. Петровского и А. В. Хабакова за 1956—1959 гг.).

минозных глинисто-кремнистых сланцев с граптолитами. Силурийские слои (лландовери) здесь, как и в ряде других мест, видимо, непосредственно налегают на нижний кембрий с несогласием.

Залегание линз известняков St_1^2 с признаками нормального стратиграфического контакта непосредственно среди основных лав нередко наблюдалось, например, в районе среднего течения р. Курага, но в том числе в окрестностях г. Медногорска. Раньше все такие выходы здесь относили к силурийской широко распространенной толще эффузивов. Встречающиеся в лавах тела известняков считали ксенолитами, т. е. отторженцами, захваченными из глубин в моменты извержений силурийских вулканов. Однако дальнейшее изучение показало, что линзы известняков St_1^2 , находящиеся среди лав на р. Бляве по западной окраине Медногорской синклинали, находятся в нормальном залегании. Следовательно, и некоторые толщи основных лав должны здесь оказаться нижекембрийскими по возрасту, а не силурийскими, как считалось прежде. Новое толкование вводит существенно иную трактовку структур и стратиграфического разреза района Блявинского месторождения медистых пиритов как двухъярусного. В этом разрезе можно предполагать и несогласия между силуром (средним лландовери) и нижним — средним ордовиком, затем между тремадоком (кидрясовской свитой) и нижним кембрием и, наконец, между нижним кембрием и докембрийским метаморфическим фундаментом, аналогичным породам зоны Урал-Тау.

Из сказанного следует, что нижекембрийский возраст в Сакмарской фациальной зоне удалось доказать лишь для небольшой части ее разреза, пока лишь для пачек в пределах немногих десятков метров, выступающих в ядрах отдельных брахиантиклиналей из-под перекрывающих ордовикских и силурийских толщ. Литологическое разнообразие нижекембрийских пластов, вмещающих известняки с археоциатами, состоящих то из песчаников, то из лав и кремнистых сланцев, позволяет предполагать, что сами линзы известняков располагаются на разных уровнях среди кембрийской серии довольно пестрого изменчивого состава. Общая мощность ее, вероятно, достигает 200—300 м.

Силурийские и предполагаемые нижекембрийские (например, по шлиховым и спектральным компонентам) основные лавы никакими вещественными признаками не отличаются друг от друга.

Выше отмечалось, что вопрос о характере залегания мелких тел известняков St_1^2 в окружающих лавовых толщах еще в ряде мест на Урало-Сакмарском междуречье остается невыясненным. Вполне возможно, что наряду с обычным нормальным послойным залеганием в одновременных по возрасту лавовых пачках могут быть залегания древних известняковых тел в виде отторженцев-ксенолитов среди геологически более молодых лав. В пределах Сакмарской структурно-фациальной зоны по западному склону Урала имеется лишь нижний кембрий, разнообразный по составу, но сравнительно ограниченный по мощности и возрастному диапазону. Залегание неметаморфизованного нижнего кембрия в ядрах древних складок вблизи сильно измененных докембрийских массивов позволяет допустить здесь наличие длительного перерыва глубокого древнего размыва и несогласного налегания (между St_1^2 и докембрием). Среднекембрийские толщи нигде по западному склону не известны и, по-видимому, вовсе не отлагались. А. П. Карпинский был прав, когда в свое время ставил вопрос об ограниченном и прерывистом во времени распространении кембрийских морских бассейнов на Урале. На юге Урала после отложения слоев ленского яруса St_1^2 наступил длительный перерыв и произошло значительное расширение областей древней суши. К верхнему кембрию,

и то лишь к самым верхам, можно отнести здесь только небольшую пачку желто-серых алевролитов и песчаников с крупными *Billingsella*, мощностью до 15—20 м. Пачка эта приурочена к полосе распространения тремадокских слоев (кидрясовской свиты) и ее можно причислять к кровле верхнего кембрия или к основанию нижнего тремадока.

ОРДОВИКСКАЯ И СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

ОБЩИЙ ОБЗОР

Отложения ордовика на территории Башкирской АССР и Оренбургской области распространены как по западному, так и по восточному склонам Южного Урала. В восточной части западного склона (в Приурал-Тауской зоне) они залегают в западном и восточном крыльях Белорецко-Зилаирского синклинория, в Сакмарском и Кракинском поднятиях, а также в крыльях Тирлянской и Юрюзанской синклиналей. Во всех этих местах рассматриваемые отложения выходят на поверхность сравнительно на небольших площадях, в виде узких, иногда прерывистых полос. На восточном склоне в границах описываемой территории отложения ордовика встречаются в разрезе западного крыла Магнитогорского прогиба между реками Губерлей и Дергаиш и на Урало-Тобольском водоразделе в районе пос. Бреды.

Отложения силура по сравнению с ордовикскими породами пользуются более широким распространением. Они значительно развиты на восточном склоне, в Прибельской зоне, в районе Сакмарского и Кракинского поднятий западного склона.

Отложения ордовика и силура описываемой территории отличаются некоторыми местными особенностями фациального состава. Ордовик западного склона в границах Приурал-Тауской зоны представлен тремя типами осадков: западным, восточным и южным.

Западный тип (тирляно-кагинская свита) характеризуется господством кварцевых песчаников, главным образом грубозернистых, иногда гравийных, с прослоями и линзами конгломератов с гальками и реже валунами подстилающих пород. Указанным песчаникам подчинены известковистые песчаники и местами доломиты. Во всех разнородностях песчаников, особенно известковистых, почти всюду встречаются многочисленные отпечатки и ядра брахиопод, кариокринид, гастропод, цистоидей, трилобитов и др. среднего и верхнего ордовика. Характерной особенностью описываемого типа осадков, несмотря на их малую мощность, редко достигающую нескольких десятков метров, и прибрежные условия накопления, является значительная выдержанность по простиранию.

Рассматриваемый тип осадков образовался в открытом неглубоком морском бассейне, быстро трансгрессировавшем в начале среднего ордовика на континент с выходами на поверхность пород древних свит и метаморфических сланцев белорецкого комплекса. По существу почти вся тирляно-кагинская свита является в разрезе палеозоя рассматриваемой части Приурал-Тауской зоны «базальным горизонтом».

Восточный тип ордовикских отложений упомянутой зоны (уралинская свита) слагает ряд положительных структур в Кракинском поднятии и образует прерывистую полосу выходов вдоль восточного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория. Представлен он преимущественно среднезернистыми песчаниками. В верхних частях разреза присутствуют прослои глинистых и алевролитоглинистых филлитовидных сланцев. Остатки фауны не найдены. Свита к ордовика отнесена предположительно на основе выяснения характера залегания

в разрезах и особенностях ее состава. Мощность местами достигает 300—500 м.

Южный тип осадков западного склона отличается значительным разнообразием своего состава и сравнительным обилием остатков фауны нижнего ордовика. Тремадокский ярус (кидрясовская свита) представлен главным образом разнозернистыми песчаниками. Среди них характерны разновидности аркозовые, содержащие глауконит. Присутствуют редкие прослои вулканогенных пород. Мощность до 300 м. Аренигский и лландейльский ярусы (кураганская свита) характеризуются развитием глинистых, кремнистых и туфогенных сланцев, кремнистых туфов; местами встречаются линзы диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов. Мощность достигает 800—1500 м.

Образование осадков южного типа происходило в открытом бассейне, приуроченном к области развивающегося прогиба, временами переживавшего существенные восходящие движения, которые обусловили перерывы в осадконакоплении. В какой-то связи с этими движениями находилась подводная и надводная вулканическая деятельность.

Ордовик в границах восточного склона по сравнению с ордовиком Приурал-Тауской зоны западного склона пользуется меньшим распространением. Здесь к ордовику отнесена меридиональная полоса глинистых и кремнистых, кремнисто-туфогенных сланцев, а также песчаников, эффузивов и туфов, граничащая по тектоническому контакту с породами метаморфического пояса Урал-Тау и протягивающаяся от верхнего течения р. Губерли до р. Дергаиш и несколько южнее, а затем к верховьям р. Каяла и к широтному течению р. Губерли западнее дер. Абакирово.

Отмеченная полоса ордовикских отложений, следуя далее на юго-запад, охватывает метаморфические породы Урал-Тау в районе значительного погружения шарнира его антиклинория. Породы указанной полосы сравнительно редко содержат остатки фауны, которая имеет обычно неудовлетворительную сохранность. Судя по условиям залегания и составу, многие авторы склонны принимать их за образования кидрясовской и кураганской свит.

Корреляционная региональная схема кратко охарактеризованных выше ордовикских отложений приводится в табл. 4.

На описываемой территории силурийские отложения по сравнению с ордовикскими пользуются более широким распространением как по западному, так и по восточному склонам Южного Урала.

В пределах западного склона отложения силура представлены в основном белореченским и крака-медногорским типами. Породы белореченского типа тянутся непрерывной полосой вдоль р. Белой, начиная от г. Белорецка и кончая восточной половиной широтного колена упомянутой реки. Кроме того, они на значительной площади развиты в широких крыльях Юрюзанской и Тирлянской синклиналей. Хорошо обнажены силурийские отложения в границах Прибельской полосы. Изучение главнейших особенностей разреза этой полосы и характеризует основные черты белореченского типа упомянутых отложений. В разрезе этой полосы наблюдается следующий порядок смены состава отложений снизу вверх:

1. Песчанистые доломиты с прослоями в средней и верхней частях черных глинистых сланцев с отпечатками граптолитов лландовери, набуллинская свита;

2. Известняки чистые с брахиоподами и трилобитами и цефалоподами венлока, азнагуловская свита;

3. Сланцы глинистые с прослоями алевролитов и известняков с брахиоподами, кораллами и трилобитами венлока, узьянская свита;

Корреляционная региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений
Южного Урала

(Составил Д. Г. Ожиганов, 1962)

Прибельская структурно- фациальная зона западного склона	Крака-Медногорская структурно-фациальная зона западного склона		Восточный склон. Западное крыло Магнитогорского синклинория
	Северная часть	Южная часть	
Западный тип разреза (по Д. Г. Ожиганову)	Восточный тип разреза (по Д. Г. Ожиганову)	Южный тип разреза (по Е. Э. Разумовской, Н. И. Леоненков, А. В. Ключихину и др.)	
<p>Тирляно-кагинская свита (O₂₊₃)</p> <p>Песчаники кварцевые, частью известковистые, иногда гравийные, местами с прослоями и пачками доломитов и конгломератов</p> <p>Фауна: <i>Rhynchotrema</i> cf. <i>inerbescens</i> Hall., <i>Porambonites</i> nov. sp. <i>Homolichas</i> cf. <i>pohleni</i> Schmidt, <i>Trepostomata</i>, <i>Caryocrinidae</i> и др.</p> <p>Мощность до 90 м</p>	<p>Уразинская свита (O)</p> <p>Песчаники кварцевые, преимущественно среднезернистые. В верхних частях разреза присутствуют прослои глинистых, алевролитоглинистых и филлитовидных сланцев.</p> <p>Мощность до 400 м</p>	<p>Кураганская свита (O₂)</p> <p>Глинистые, туфогенно-глинистые сланцы с прослоями кремнистых сланцев и песчаников и линзами известняков. В более южных частях зоны в разрезе свиты встречаются прослои вулканогенных пород.</p> <p>Фауна: <i>Didymograptus nicholsoni</i> Larw., <i>D. aff. similans</i> Ellis et W. и др.</p> <p>Мощность до 1000 м</p>	<p>Глинистые, кремнисто-туфогенные, кремнистые сланцы, песчаники, туфы и эффузивы, образующие полосу выходов, граничащую по тектонической линии с породами метаморфического пояса хр. Урал-Тау между реками Гурберлей и Дергаиш. Толщи этих пород в возрастном отношении условно параллелизуются с кураганской и кидрясовской свитами</p>
		<p>Кидрясовская свита (O_{1t})</p> <p>Глинистые сланцы, алевролиты, мелкозернистые и грубозернистые кварцевые, глауконитовые, аркозовые песчаники и конгломераты.</p> <p>Фауна: <i>Siphonotrema uralensis</i> Lerm., <i>Obolus ex apollinis</i> var. <i>quenstedti</i> Mickw., <i>Dictyonema uralensis</i> Obut.</p> <p>Мощность до 300 м</p>	
<p>В Тирлянском районе — каратауская серия рифея, в районе г. Белорецка — белорецкий комплекс — Pt₂, южнее — каратауская серия рифея</p>	<p>Белекейская свита хр. Урал-Тау</p>	<p>Тереклинская свита — Ст₁²</p>	<p>Максютовский комплекс хр. Урал-Тау — Pt₁</p>

4. доломиты и известняки с брахиоподами, кораллами и гастроподами лудлоу, серменевская свита.

Общая мощность до 760 м.

Для фациального состава названной полосы характерно господство карбонатных пород и присутствие в средней части ее разреза глинистых сланцев. К числу особенностей рассматриваемого типа осадков следует отнести слабое развитие граптолитовой фауны и приуроченность ее к карбонатной толще, тогда как в других типах силурийских образований рассматриваемой территории эта фауна обычно бывает связана с горизонтами глинистых, глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев. Характерной чертой белореченского типа является полное отсутствие в его разрезе вулканогенных пород. Песчаные доломиты самых низов силура Прибельской полосы залегают с размывом на различных толщах древних свит западного склона, а местами и на отложениях ордовика. Верхняя граница силура четко не выражена, так как карбонатные породы лудлоу и нижнего девона в приконтактной зоне литологически сходны и бедны остатками фауны.

Силурийские отложения крака-медногорского типа пользуются развитием в Кракинском поднятии, в восточном крыле Белорецко-Зилаирского синклиория (бетринская свита) и в районе Сакмарского поднятия (сакмарская свита). Здесь большое значение имеют глинистые, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями и пачками кварцевых песчаников. В указанных выше поднятиях, кроме этих пород, в разрезе силура большим развитием пользуются эффузивы и туфы преимущественно основного состава. В отличие от белореченского типа данные отложения характеризуются более широким распространением сланцев с остатками граптолитов и трилобитов лландоверского и венлокского ярусов.

В бетринской свите Кракинского поднятия в известняках, встречающихся среди осадочных и вулканогенных пород, обнаружены остатки брахиопод лудлоу. Мощность силурийских отложений крака-медногорского типа до 770 м.

На восточном склоне Южного Урала отложения, относимые к силуру, в границах описываемой территории пользуются значительным распространением в области Магнитогорского синклиория. В южных районах этой области — Орско-Халиловском и Таналык-Баймакском — силур представлен терригенными и вулканогенными толщами, аналогичными по составу отложениям сакмарской свиты западного склона, что указывает на некоторую общность палеогеографической обстановки в силурийский период южных частей обоих склонов Южного Урала. В отложениях силура разных районов восточного склона найдена фауна лудлоу, венлока и лландовери. Общая мощность силурийских отложений Магнитогорского синклиория достигает местами 1000 м.

В зоне Урало-Тобольского водораздела, в границах Адамовского и Кваркенского районов, к силуру условно относят сравнительно мощную (до 700 м) толщу, сложенную преимущественно вулканогенными породами спилито-кератофировой формации (суундукская свита).

Корреляционная схема силурийских отложений Южного Урала приводится в табл. 5.

Как видно из приведенного краткого описания, основные особенности ордовикских и силурийских отложений Южного Урала сводятся к следующему:

1. Фаунистически охарактеризованный ордовик больше распространен на западном склоне. Здесь он представлен тремя типами осадков: западным, восточным и южным.

Корреляционная региональная стратиграфическая схема силурийских отложений
Южного Урала

(Составил Д. Г. Ожиганов, 1962)

Восточная часть западного склона, Приурал-Тауская зона		Восточный склон, Магнитогорский синклиниорий (по Л. И. Константиновой, О. А. Нестяновой, Б. М. Садрисламову, В. С. Шарфману и др.)
Прибельская структурно-фациальная зона (по Д. Г. Ожиганову) Белореческий тип отложений	Крака-Медногорская структурно-фациальная зона	
		Северная часть (по Д. Г. Ожиганову) Крака-Медногорский тип отложений
Рифогенные известняки нижнего девона	Бетринская свита Верхняя подсвита (S ₂ +D ₁)	
Серменевская свита (S ₂ ld)	Глинистые, углисто-глинистые и кремнистые сланцы и подчиненные им кварцевые алевролиты и песчаники. Указанные терригенные породы преимущественно в районе Кракинского поднятия значительно замещаются диабазами, спилитами и их туфами. Встречаются изредка прослойки и линзы известняков. В верхней части подсвиты они имеют остатки фауны нижнего девона: <i>Karpinskia conjugula</i> , <i>Colymnaria minor</i> Sosch.; в нижней части ее — остатки фауны луддова: <i>Conchidium vogulicum</i> Vern., <i>C. pseudknigti</i> Tschern. и др. Мощность до 260 м	В районе с. Вознесенки — известняки, а в Ишкинском разрезе встречаются кремнистые сланцы, переслаивающиеся с вулканогенными породами, с остатками фауны луддова: <i>Pectatrypa magrinalis</i> Dalm., <i>Camarotoechia nucula</i> Sow. <i>C. carens</i> Barr., <i>Conchidium biloculare</i> Linn
Узянская свита (S ₁ w)	Нижняя подсвита (S ₁ w)	Сакмарская свита (S ₁ w)
Глинистые сланцы с тонкими прослоями глинистых алевролитов и песчаников, в верхней части разреза свиты встречаются прослойки и линзы чистых органических известняков. Фауна: <i>Ortnis rustica</i> Sow., <i>Parmorthis</i> ex gr. <i>grassa</i> Lindstr., <i>Cyrtia exporeta</i> Wahl., <i>Listrypa linguata</i> Buch., <i>Plasmopora petalitorne</i> , <i>Calymene</i> Мощность до 350 м	Углисто-глинисто-кремнистые, глинистые филлитовидные сланцы, кварцевые песчаники, местами аркозовые песчаники, кварцевые алевролиты; кроме этих пород главным образом в районе Кракинского поднятия развиты диабазы, спилиты и их туфы. Фауна: <i>Okmovites spiralis</i> (Geinitz), <i>Monograptus</i> aff. <i>panodus</i> (Lapwoth), <i>Retiolites</i> Elles et Wood. Мощность до 400 м	Кремнистые, кремнисто-глинистые, битуминозные сланцы, спилиты, диабазы, альбитофиры и туфы. Фауна: <i>Monograptus testus</i> Barr., <i>M. cf. panodus</i> Lapw <i>Monograptus priodon</i> Bronn., <i>Retiolites geinitrianus</i> Barr.

Продолжение табл. 5-

Восточная часть западного склона, Приурал-Тауская зона		Крако-Медногорская структурно-фациальная зона		Восточный склон, Магнитогорского синклинория (по Л. И. Константиновой, О. А. Нестяновой, Б. М. Садрисламову, В. С. Шарфману и др.)
Прибельская структурно-фациальная зона (по Д. Г. Ожиганову) Белореченский тип отложений	Северная часть (по Д. Г. Ожиганову) Крако-Медногорский тип отложений	Южная часть (по Л. И. Константиновой, А. В. Клочкину, Н. И. Леоненку и др.) Крако-Медногорский тип отложений		
<p>Азнагуловская свита (S_{1w})</p> <p>Известняки темно-серые и серые.</p> <p>Фауна: <i>Encrinurus punctatus</i> W a h l., <i>Phragmoceras</i> sp., <i>Orthoceras</i> sp. <i>Crinoida</i> и др.</p> <p>Мощность до 60 м</p>				У д. Байгускаровой в прослоях глинисто-кремнистых сланцев, подчиненных толще диабазов, найдены граптолиты венлокского яруса: <i>Stomatograptus</i> sp. <i>Monograptus</i> sp. indet. <i>Oktavites</i> sp. indet и др.
<p>Набиуллинская свита (S_{1l})</p> <p>Доломиты с прослоями черных глинистых сланцев с граптолитами.</p> <p>Фауна: <i>Hedrograptus</i> aff. <i>janischewskyi</i> O b u t, <i>Glyptograptus taenarius</i> (N i c h o l s o n), <i>Climacograptus</i> sp. indet., <i>Hedrograptus</i> sp. indet.</p> <p>Мощность до 90 м</p>		<p>Сакмарская свита (S_{1l})</p> <p>В районе д. Новопокровки кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с граптолитами: <i>Hedrograptus janischewskyi</i> O b u t и др. лландоверского яруса.</p> <p>Общая мощность сакмарской свиты 500—1000 м</p>		На р. Сухой Губерли восточнее д. Мустафино в глинистых и углесто-глинистых сланцах найдены граптолиты лландоверского яруса: <i>Hedrograptus</i> , <i>obut</i> , <i>Pristiograptus regulatis</i> T ö r n g и др.
<p>В одних местах гириянокагинская свита (O_{2з}), а в других — древние свиты рифея западного склона</p>	<p>В одних листах — уразинская свита (?) а в других — белкейская свита зоны хр. Урал-Тай</p>	<p>Кураганская свита O₂</p>		<p>Кураганская свита (?) O₂</p>

Западный тип (Прибельская зона) представлен маломощной толщей (в пределах нескольких десятков метров) кварцевых песчаников, преимущественно грубозернистых, иногда гравийных, частью известковистых, с фауной среднего и верхнего ордовика. Восточный тип (Кракинское поднятие и восточное крыло Белорецко-Зилаирского синклинория) характеризуется более или менее однообразным составом, выражающимся в преимущественном развитии среднезернистых кварцевых песчаников. Мощность отложений до 400 м. Этот тип осадков условно отнесен ко всем трем отделам ордовика. Южный тип отличается значительным разнообразием своего состава, сравнительным богатством остатков фауны, а также существенным возрастанием мощности до 1800 м. Наряду с обычными кварцевыми песчаниками в составе тремадока (кидрясовская свита) отмечается присутствие аркозовых песчаников и песчаников с глауконитом, а в составе аренига и ландельских толщ (кураганская свита) господствующее значение приобретают сланцы глинистые и кремнистые с прослоями туфа и линзами вулканогенных пород основного состава.

2. Образование отложений ордовика на западном склоне происходило в сравнительно сложной тектонической обстановке. Западный склон Южного Урала в районе Сакмарского поднятия до начала нижнего ордовика, а в Прибельской зоне до среднего ордовика был поднятой континентальной областью, что объясняется тектоническими движениями доордовиковского, а местами досреднеордовиковского времени. В южной части этой области море трансгрессировало с начала ордовика, а в Прибельской зоне — со среднего ордовика.

В южной части западного склона восходящие тектонические движения происходили временами и в ордовике, что сказалось на размыве верхних горизонтов тремадокских отложений и на отсутствии в разрезе верхнего ордовика (в кураганской свите) карадокских пород.

На западном склоне силурийские отложения представлены двумя типами: белореченским (карбонатные и терригенные породы) и крака-медногорским (терригенные и вулканогенные породы). Первый тип имеет распространение в Прибельской зоне, а второй — в районе Кракинского и Сакмарского поднятий и в восточном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория. Мощность отложений белореченского типа достигает 760 м, а крака-медногорского — 1000 м. На восточном склоне (Магнитогорская зона) отложения силура сходны по составу с отложениями крака-медногорского типа, но отличаются от него значительным увеличением роли вулканогенных пород.

4. По общему облику фауны силурийские отложения Южного Урала неодинаковы. Крака-медногорский тип, особенно района Сакмарского поднятия, характеризуется распространенностью граптолитов, а белореченский тип — брахиопод, кораллов, головоногих и трилобитов; граптолиты же в его осадках встречаются спорадически только в лландоверских отложениях.

ОРДОВИКСКИЕ И СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПРИУРАЛ-ТАУСКОЙ ЗОНЫ В ГРАНИЦАХ БАШКИРСКОЙ АССР

Ордовикские и силурийские отложения в восточной части западного склона Южного Урала в границах Башкирской АССР пользуются значительным распространением. По особенностям фациального состава здесь можно выделить две зоны этих отложений: Прибельскую (Западную) и Кракинскую (Восточную).

Толщи ордовика и силура, относящиеся к Прибельской зоне и залегающие в западном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория, прослеживаются вдоль меридионального и широтного течения р. Белой не на одну сотню километров. На значительной площади они залегают также в Тирлянской и Юрюзанской синклиналиях.

На Южном Урале ордовикские отложения впервые были открыты Меглицким и Антиповым (1854—1855). В песчаниках р. Кураган ими была найдена фауна: *Obolus apolinis*, *Lingula oblonga*, *Orthis calligramma*, *Orthis testudinaria*. Присутствие в разрезе этой горной области силурийских пород впервые установил Р. Мурчисон (1849). В юго-западной части Белорецкой впадины в известняках им была найдена руководящая форма *Pentamerus vogulicus*. Этим почти и исчерпывается история изучения рассматриваемых отложений до Октябрьской революции.

Современные представления о распространении в описываемой области ордовикских и силурийских отложений, их фациальном составе, стратиграфическом расчленении и фаунистической охарактеризован-

ности строятся на результатах исследований трех последних десятилетий текущего столетия.

Для начала этого этапа изучения упомянутых отложений имела большое значение работа Д. В. Наливкина (1926). В результате переопределения фауны из коллекций Ф. Н. Чернышева, отнесенной в свое время к нижнему девону, им было выяснено, что некоторые формы являются «верхнесилурийскими» (силурийскими).

Н. В. Потулова (1930) в Прибельской полосе севернее с. Узья выделила толщу глинистых сланцев, в которых она нашла силурийскую фауну. К. А. Львов (1934) в меридиональной части течения р. Белой к югу от с. Каги выделил узкую полосу «верхнесилурийских» отложений, представленных в нижней части разреза глинистыми сланцами, а в верхней — известняками. По его мнению, глинистые сланцы непосредственно ложатся на древние свиты западного склона. А. А. Блохин (1932) в кварцевых песчаниках в восточной части широтного течения р. Белой обнаружил фауну ордовика. Н. Н. Дингельштедт (1930, 1933) впервые установил присутствие фаунистически охарактеризованных отложений ордовика и силура в Тирлянской и Юрюзанской синклиналях, а Д. Г. Ожиганов (1955) в меридиональной части течения р. Белой — присутствие фаунистически охарактеризованных отложений ордовика, карбонатных толщ венлока и лландовери, в районе Кракинского поднятия и в восточном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория — отложений силура и нижнего девона (бетринская свита). В. Я. Устинов и А. Н. Ходалевич (1949) изучали разрезы девона и силура в северной части меридионального течения р. Белой в Белорецком районе. С. Н. Краузе (1961) описал стратиграфию, литологию и условия образования ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений верхнего течения р. Белой и Юрюзанской синклинали.

Ордовик. В Приурал-Тауской зоне в границах Башкирской АССР установлен только средний и верхний фаунистически охарактеризованный ордовик. Более древние образования этой системы выделяются здесь предположительно. Описываемые отложения находятся в разных фациальных зонах.

Ордовик Прибельской фациальной зоны. Тирляно-кагинская свита. В Тирлянском районе отложения среднего и верхнего ордовика залегают по правобережью р. Белой, западнее пос. Тирлян, в западном крыле Тирлянской мульды. Здесь они образуют две узкие полосы: восточную и западную. Ордовик указанного района представлен кварцевыми песчаниками, иногда железистыми и известковистыми, изобилующими пустотами от выщелоченных остатков фауны, чаще всего криноидей, гастропод и цефалопод. Встречаются отпечатки брахиопод и редко трилобитов. А. Ф. Лесникова, переопределившая фауну ордовика, впервые собранную у пос. Тирлян Н. Н. Дингельштедтом, дает следующий список ее: *Plaesiomus tenuicostata* nov. sp., *Strophomena* sp., *Platystrophia* sr., *Homolichas* sp., *Nautiloidea* и *Caryocrinidae*.

Ввиду недостаточной обнаженности и отсутствия видимых контактов с подстилающими и покрывающими породами мощность ордовика западного крыла Тирлянской мульды не установлена. По-видимому, она в местах своего максимального развития не превышает 60 м.

Полоса пород тирляно-кагинской свиты значительно расширяется в западной части Белорецкой впадины, в правобережье р. Кадыш. Здесь у подножия высокого хр. Яндык породы этой свиты слагают широкий и длинный увал, оканчивающийся на юге у р. Яндык. По левому берегу этой реки наблюдаются частые обнажения пород ордовика. Они встречаются и на всем протяжении упомянутого выше увала.

В итоге изучения ордовикских отложений правобережья р. Кадыша можно привести следующий сводный разрез их, считая снизу вверх:

1. Песчаники кварцевые преимущественно грубозернистые, нередко переходящие в конгломераты со слабо окатанной галькой кварца, черных сланцев и кварцита подстилающей толщи, относящейся к белорецкому комплексу докембрия. Иногда конгломераты содержат в себе много остроугольных обломков упомянутых пород. Данный горизонт является базальным. В породах его, подвергшихся сильному выветриванию, можно изредка наблюдать остатки цефалопод. Мощность колеблется от 60 до нескольких метров.

2. Песчаники кварцевые разномасштабные, иногда кварцитовидные. Слои различной толщины, нередко с неровными поверхностями и полосчатой текстурой, иногда содержат в себе тонкие прослои и линзы конгломератов с галькой кварца. Западнее и севернее дер. Азналкино в песчаниках встречаются многочисленные отпечатки брахиопод, представленных главным образом *Strophomenid'ami* и *Orthis'ami*. Мощность также весьма непостоянна. В разрезах у р. Яндыка она колеблется в пределах нескольких метров, а севернее иногда достигает нескольких десятков метров.

Тирляно-кагинская свита в разрезе р. Каги у с. Кага представлена кварцевыми песчаниками средне- и толстослоистыми и песчаниками доломитами. Встречаются железистые и известковистые песчаники, в которых были обнаружены брахиоподы, цистойдеи, цефалоподы, гастроподы, мшанки и др. А. Ф. Лесникова в результате частичной обработки этой фауны указывает на присутствие следующих форм, характерных, по ее мнению, для ландейского и карадокского ярусов ордовика: *Rhynchotrema* cf. *inherescens* Hall *Plaesiarnus tenuicostata* nov. sp., *Platystrophia* cf. *pahleni* Schmidt и *Homolichas* cf. *pahleni* Schmidt, Caryocrinidae.

Мощность отложений тирляно-кагинской свиты в разрезе р. Каги не превышает 20 м.

Толща песчаников, аналогичных по литологическим особенностям песчаникам р. Каги, была выделена в разрезе р. Белой у дер. Максютново А. А. Блохиным. А. Ф. Лесникова, обработавшая сборы фауны его, отмечает присутствие в упомянутых породах следующих форм: *Platystrophia* sp., *Porambonites* sp., *Camarotoechia* cf. *orientalis* Vass., *C. blochini* Lesn., а также цистойдеи и трилобитов.

По Б. М. Келлеру (1947), в разрезе у дер. Максютново ордовик представлен кварцевыми песчаниками полосчатой текстуры. В этих породах встречены отпечатки брахиопод: *Platystrophia* sp., *Porambonites* sp., *Camarotoechia* и трилобитов (*Lichas* sp.). Толща песчаников, достигающая мощности 28 м, налегает на ашинскую свиту и перекрывается толщей доломитов набиуллинской свиты (ландовери).

В разрезах Юрюзанской синклинали можно видеть отложения, напоминающие по литологическому составу и остаткам фауны тирляно-кагинскую свиту Прибельской зоны. В качестве примера можно взять тюлюкскую толщу. Эта толща, имеющая мощность около 60 м, обнажается на правом берегу р. Тюлюка у дер. Тюлюк. Сложена она песчаниками кварцевыми, гравийными, частью железистыми, переходящими вверх по разрезу в негрубозернистые известковистые песчаники тонкополосчатой текстуры, изобилующими многочисленными остатками фауны, характерной для тирляно-кагинской свиты р. Каги.

Ниже тюлюкских пород в крыльях Юрюзанской синклинали залегает бактинская толща до 100—400 м мощностью беловатых и розоватых кварцевых песчаников с характерной полосчатой текстурой. Песчаники преимущественно среднезернистые.

Пользуются распространением разновидностей их с вкраплениями мелких песчаниковых и кварцевых галек. Для сложения толщи характерно присутствие слоев и иногда мощных линз крупногалечных и валунных конгломератов. Эта толща слагает осевую часть хр. Бакты и

налегает на породы юрматинской серии рифея. Достаточных фаунистических данных, позволяющих определить ее возраст, пока нет. Заслуживает внимания тот факт, что бактинская толща в отношении литологического состава и мощности аналогов в разрезе западного склона не имеет (рис. 23).

Как видно из приведенного выше описания, ордовикские отложения Прибельской фациальной зоны, относящиеся к тирляно-кагинской свите, несмотря на значительную протяженность полосы их выходов от р. Тюлюка до широтного течения р. Белой, отличаются сравнитель-

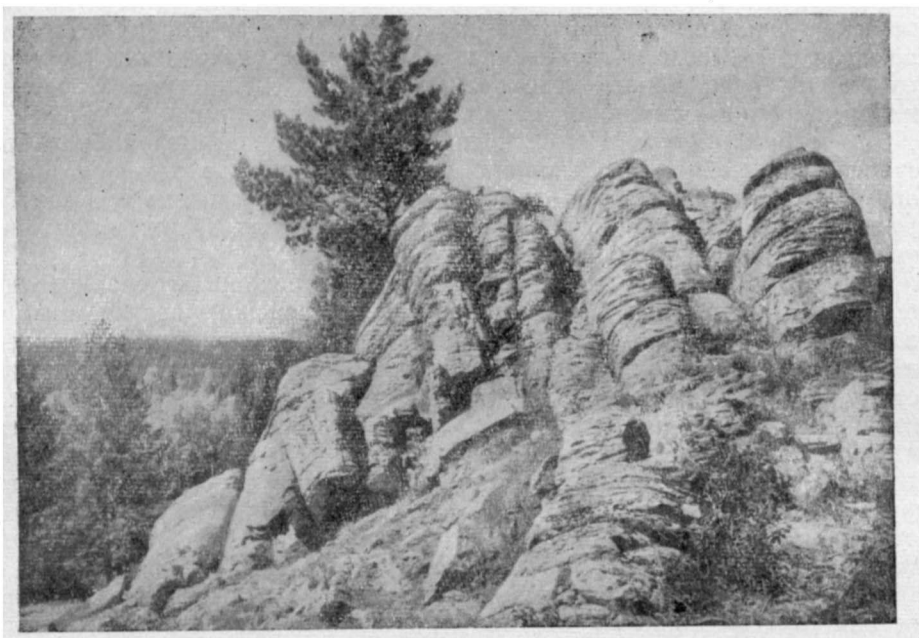


Рис. 23. Косослоистые кварцевые песчаники (ордовик?). Хр. Бакты у разъезда Арша. Фото С. Н. Краузе

ным однообразием литологического состава и встречающейся в них фауны. К этому следует добавить указание на то, что рассматриваемые образования всюду лежат несогласно на породах различного возраста. Такая природа контакта обусловлена перерывом в осадконакоплении и глубоким досреднеордовикским размывом, а также среднеордовикской трансгрессией.

Ордовик Кракинской фациальной зоны. В границах Кракинской фациальной зоны к ордовику отнесена уразинская свита (Ожиганов, 1950, 1955), которая прослеживается вдоль западного подножия хр. Урал-Тау, где она слагает отдельные возвышенности и в том числе хр. Ураза. Возможно, к этой же свите относятся породы возвышенностей Казильской и Попок в районе Кракинского поднятия. Свита наиболее типично выражена в хр. Ураза. Здесь она представлена плотными и прочными мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками, иногда кварцитовидными, и подчиненными им плитчатыми глинистыми и филлитовидными сланцами.

Уразинская свита отмеченных выше районов покрывается отложениями бетринской свиты, в породах которой встречается фауна силура и нижнего девона. В восточном крыле Белорецко-Зилаирского синкли-

нория она подстилается сланцами белекейской свиты (Pt₃) метаморфического пояса Урал-Тау.

Вопрос о возрасте толщи пород, слагающих уразинскую свиту, следует считать неразрешенным. Судя по условиям залегания и особенностям литологии, ее предположительно можно отнести к нерасчлененному ордовика. Мощность свиты довольно непостоянна. В районе горы Ураза, а также гор Кизильской и Попок она достигает 300—400 м.

Силур Прибельской фациальной зоны. В отличие от ордовика, представленного в основном сравнительно однородной толщей кварцевых песчаников, силур этой зоны характеризуется разнообразием литологического состава. В сложении его принимают участие как терригенные, так и органогенные карбонатные осадки. Отсутствие в разрезе силура вулканических пород сближает его с ордовиком.

В разрезе силура Прибельской зоны в районе меридионального течения р. Белой по исследованиям Д. Г. Ожиганова выделяется ряд хорошо прослеживающихся по простирацию и отличающихся друг от друга по фациальному составу свит, считая снизу вверх: набиуллинская, азнагуловская, узьянская и серменевская.

Набиуллинская свита типично выражена и сравнительно хорошо обнажена по правому берегу р. Белой на участке, находящемся между деревнями Набиуллиной и Байназаровой. Представлена она чистыми и песчанистыми доломитами со слабо сохранившимися остатками фауны гастропод и др. Доломитам подчинены в средних и верхних частях свиты слои черных битуминозных сланцев, иногда избилующих на поверхностях наслоения отпечатками граптолитов. Из произведенных здесь впервые Д. Г. Ожигановым сборов остатков этой фауны А. М. Обутом определены следующие формы граптолитов лландоверского возраста: *Hedrograptus aff janischewskyi* Obut, *Glyptograptus tamariscus* (Nicholson), *Climacograptus* sp. indet и др.

В полных разрезах силура набиуллинская свита покрывается органогенными известняками описываемой ниже азнагуловской свиты, содержащей остатки фауны венлока, а залегает она на породах разного возраста. В районе деревень Набиуллиной и Байназаровой свита с размывом ложится на филлитовидные сланцы и кварцито-песчаники и кварцевые алевролиты древних свит западного склона, а в ряде других участков прибельской полосы — на породы ордовика тирляно-кагинской свиты. По-видимому, в конце ордовика в рассматриваемой зоне происходили существенные положительные тектонические движения, обусловившие общий ее подъем и регрессию моря, сменившиеся к началу лландоверского века движениями обратного знака.

Мощность набиуллинской свиты в разрезе у дер. Набиуллиной около 60 м. В других участках Прибельской зоны она иногда значительно уменьшается в своем размере.

Отложения силура вдоль западного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория от р. Белой прослеживаются на юг в район р. Мал. Ика. Здесь они изучались Б. М. Келлером, В. И. Тихоновым и Н. А. Штрейсом. Судя по их данным, в этом районе в указанных отложениях можно выделить те же свиты, что и в образованиях силура меридионального течения р. Белой — начиная от набиуллинской и кончая серменевской. К набиуллинской свите можно отнести толщу беловатых и серых доломитов, залегающих в основании разреза силурийских пород.

Азнагуловская свита впервые была выделена по правому берегу р. Белой, ниже дер. Азнагуловой. Здесь, считая сверху вниз, обнажаются:

1. Сланцы глинистые с прослоями глинистых алевролитов и песчаников (узянская свита).

150 м

2. Известняки серые и темно-серые, иногда с большим количеством остатков фауны (азнагуловская свита). Особенно характерно присутствие многочисленных *Phragmoceras* sp. *Orthoceras* sp. Из руководящей фауны следует отметить трилобиты *Encrinurus punctatus* Wahl., указывающие на венлокский возраст известняков, в которых он встречен (определение Д. В. Наливкина)

40—50 „

Положение в разрезе силурийских отложений азнагуловской свиты хорошо видно по правому берегу р. Белой у дер. Байназаровой. Здесь наблюдается полный разрез силура. В основании указанного разреза залегает набуллинская свита, на нее ложатся сланцеватые серые и темно-серые известняки азнагуловской свиты, выше находится толща глинистых сланцев венлока узянской свиты, а завершается разрез толщей карбонатных пород лудлоу серменевской свиты.

Несмотря на небольшую мощность, отложения азнагуловской свиты отличаются значительной устойчивостью своего состава. Во всех разрезах Прибельской полосы, где имеются ее выходы, она представлена только отмеченными выше серыми и темно-серыми известняками. Иногда она отсутствует в разрезах, что объясняется особенностями тектонического строения западного крыла Белорецко-Зилаирского синклинария, выражающимися в наличии местных разломов типа надвигов.

Узянская свита почти полностью обнажена по правому берегу р. Белой, близ Узянского перевоза. Здесь она типично выражена и представлена двумя толщами. Нижняя наиболее мощная толща сложена преимущественно глинистыми сланцами, которым подчинены прослой глинистых, иногда известковистых песчаников и глинистых известняков. Количество прослоев увеличивается в верхних горизонтах толщи. Здесь же появляются мелкие и крупные колонии кораллов. Верхняя толща связана постепенными переходами с описанной нижней толщей. Она сложена глинистыми и мергелистыми сланцами и глинистыми известняками, переслаивающимися между собой. Очень часто наблюдаются небольшие и крупные колонии кораллов.

Остатки фауны встречаются в обеих описанных толщах. В нижней толще они обычно находятся на поверхностях наложения глинистых сланцев, в прослоях и линзах известняков. Преимущественным распространением пользуются брахиоподы: *Orthis rustica* Sow., *Atrypa reticularis* Lin., *Strophomena* sp., *Parmorthis* ex gr. *grassa* Lindstr., *Cyrtia exporeta* Wöhe, *Lissatrypa linguata* Buch. Из обнаруженной Д. Г. Ожигановым фауны в верхней толще А. Ф. Лесникова определила: *Orthis*, *Atrypa reticularis* Lin., *Strophomena* sp., *Dictyonema*, *Vertebrata*, *Calymene*, а Е. Д. Сошкина — *Plasmopora petaliforme* и *Cyrtiphyllum*. В глинистых сланцах описываемой свиты на левом берегу р. Белой у дер. Азнагулово С. Н. Краузе (1961) нашел остатки трилобитов: *Cheirurus* cf. *beyrichi* Barr. *Cheirurus* aff. *quenedti* Barr., *Calymene blumenbachi* cf. var. *producta* Web., *Sphaerokochus mirus* Barr., *obontoptera* aff. *ovata* Emm., *Dalmanites* sp., *Pacops* sp. (определения З. А. Максимовой).

Узянская свита в Прибельской зоне прослеживается на больших расстояниях. Разрезы ее можно наблюдать в целом ряде пунктов как на юге, так и на севере этой зоны. Почти сплошные выходы ее пород, имеющих в себе остатки фауны, аналогичные по видовому составу с фауной разреза р. Белой у Узянского перевоза, находятся по берегам глубоких долин рек Белой и Каги в районе с. Кага (рис. 24).

Описываемая свита, как можно видеть в полных разрезах, подстилается породами азнагуловской свиты, а покрывается отложениями

серменевской свиты лудлоу, имея с ними нормальные стратиграфические контакты. Учитывая все это, а также общий комплекс фауны, найденной в узьянской свите, можно прийти к заключению, что в основном она имеет венлокский возраст. Мощность свиты 200—300 м.

В бассейне р. Мал. Ика к азнагуловской и узьянской нерасчлененным свитам можно отнести описанные Б. М. Келлером (1945) глинистые сланцы с линзами известняков и известковистых песчаников с фауной венлока: *Lissatrypa lingulata* Buch и *Dicina rugata* Sow.

Серменевская свита типично выражена в районе дер. Серменево, где полосу ее пород пересекает приток р. Белой — Яндык. По

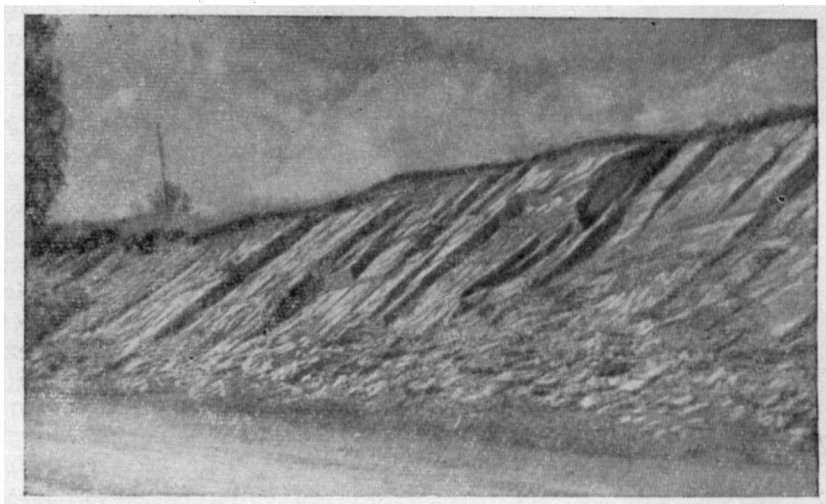


Рис. 24. Выход глинистых сланцев узьянской свиты по правому берегу р. Белой у дер. Азнагуловой. Фото С. Н. Краузе

левому берегу р. Яндык можно наблюдать почти сплошной разрез серменевской свиты. В нижней части разреза залегают светло-серые доломитизированные известняки и доломиты, средне- и толстослоистые с редкими плохо сохранившимися следами фауны. Верхняя часть его представлена черными и темно-серыми толстослоистыми известняками, в которых встречаются хорошо сохранившаяся фауна крупных гастропод, колонии ругоз и брахиоподы. Из числа брахиопод, собранных Д. Г. Ожигановым (1940), Д. В. Наливкин указывает на руководящие формы лудлоу. *Conchidium vogulicum* Verp., *C. ex gr. pseudoknigti* Tschern. В. Я. Устинов и А. Н. Ходалевиц (1948) из найденных ими в известняках данного обнажения остатков фауны, кроме указанных выше форм, отмечают присутствие: *Conchidium semilucum* Nal., *C. cf. semireticulatus* Knod., *C. ex gr. biloculare* L., *Pentamerus oblongiformis* Nikif.

Полоса серменевских известняков уходит вдоль простирания Прибельской зоны как на север, так и на юг. Ряд обнажений их выступает по левому берегу р. Кадыша и по левому берегу р. Белой севернее дер. Кагарманово. Свита почти во всех местах, доступных для наблюдения, характеризуется в основном одной и той же литологией и фауной, за исключением окрестностей г. Белорецка. В районе этого города слабые ее известняки становятся светлыми и перекристаллизованными. Остатки же фауны встречаются редко и обычно плохой сохранности.

Породы описываемой свиты, как можно видеть в ряде южных разрезов меридионального течения р. Белой, постепенно вверх переходят в известняки и доломиты, большей частью светлые с весьма редкой фауной нижнего девона: *Karpinskia conjugula* Tschern.

Принимая во внимание все изложенное, карбонатные породы серменевской свиты, в которых встречаются отмеченные брахиоподы, можно отнести к лудлоу. Мощность свиты от 170 до 260 м.

В разрезах бассейна р. Мал. Ика к серменевской свите можно отнести темно-серые и черные известняки с фауной лудлоу: *Conchidium vogulicum* Verp., *C. pseudoknigi* Tschern.

Выше были охарактеризованы силурийские отложения той части Прибельской фациальной зоны, которая входит в границы Белорецко-Зилаирского синклинория. Далее кратко остановимся на описании отложений этого возраста, залегающих в Тирлянской и Юрюзанской синклиналях.

Г. П. Синчин в Юрюзанской синклинали изучал силурийские отложения в связи с поисками месторождения бокситов. Он описал разрез у плотины в окрестностях дер. Александровки, где, как и в других местах упомянутой синклинали, эти отложения полностью не обнажены. В указанном разрезе он выделил узьянскую и серменевскую свиты, но, судя по приведенному описанию литологии и общему облику фауны, в основном здесь пользуются развитием отложения серменевской свиты, ниже которой залегают лишь верхние горизонты узьянской свиты, характеризующейся переслаиванием глинистых сланцев и известняков.

Силур Кракинской фациальной зоны. Силурийские отложения этой зоны очень сходны с развитыми здесь нижнедевонскими толщами. Породы силура и нижнего девона слагают в данной зоне бетринскую свиту, выделенную Д. Г. Ожигановым (1955).

Бетринская свита пользуется значительным развитием. Породы ее окружают перидотитовые массивы Крака и образуют на них многочисленные останцы кровли. В районе дер. Ново-Усмановой бетринская свита слагает ядро Усмановской брахиантклинали и образует узкую полосу выходов, тянущуюся вдоль восточного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория. Здесь в разрезе ее наблюдается следующий порядок залегания горизонтов (снизу вверх):

1. Сланцы глинистые, несколько углистые и железистые с прослоями глинисто-кремнистых сланцев; в этих сланцах восточнее дер. Усмановой в отмеченной выше полосе найдены граптолиты (Клочихин, 1960) *Octavites spiralis* (Geinitz) *Monograptus* aff. *randus* (Larworth), указывающие, по А. М. Обу, определенному эту фауну, на венлокский возраст вмещающих пород; мощность 100—180 м.

2. Глинисто-кремнистые и глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников; мощность до 120 м.

3. Кварцевые песчаники среднезернистые полосчатой текстуры, глинистые и кремнистые сланцы; мощность 50—100 м.

4. Кварцевые среднезернистые и грубозернистые песчаники, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, сланцеватые известняки и конгломераты; мощность до 130 м. Мощность известняков местами достигает 20 м; залегают они в верхней части горизонта на различных стратиграфических уровнях; в них найдена фауна (Ожиганов, 1937, 1941): *Karpinskia coniugula* Tschern., *Sieberella sieberi* Buch., *Gypidula acutolobata* Sandb., *Atrypha reticularis* Lin., *Crinoidea*, *Rugosa* и др. (определения Д. В. Наливкина).

Судя по комплексу фауны, вмещающие ее породы имеют нижнедевонский и частью эйфельский возраст.

В конгломератах (р. Кзыл-Балык, приток р. Бетри) преобладают гальки диаметром 2—5 см. Степень окатанности их различная. Встре-

чаются гальки метаморфических сланцев, органогенных известняков, основных магматических пород и редко серпентинитов с вкрапленностью хромита. Цемент конгломератов кварцево-карбонатный. Конгломераты с таким типом цемента переходят в известняки, содержащие фауну: *Karpinskia fedorovi* Tschern., *K. conjugula* Tschern., *Atrypa reticulatis* Lin., *Favosites* sp., *Rugosa* и др.

Из района р. Бетри описываемая свита уходит на север к массивам Крака и на юг в Зилаирский район, к р. Сакмаре, и в район хр. Шайтан-Тай.

В районе массивов Крака в сложении свиты большую роль играют основные и средние эффузивы и их туфы, а также разнообразные туфосланцы*. Глинисто-кремнистые сланцы иногда переходят в массивные кремнистые породы — фтаниты. Следует также отметить возрастание значения кварцевых песчаников.

Бетринская свита в упомянутом районе развита по периферии перидотитовых массивов и, кроме того, образует на них останцы кровли различного размера. Особенно много останцов в южной части Южного Крака. В районе р. Сангильды встречаются останцы, сложенные известняками. В одних случаях последние породы непосредственно залегают на серпентиниты, а в других — между известняками и серпентинитами находятся вулканогенные породы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. В известняках, залегающих вблизи серпентинитов, обнаружена фауна, представленная брахиоподами, ругозами, стеблями и чашечками криноидей. Брахиоподы представлены характерными формами лудлоу: *Conchidium vogulicus* Vern., *C. biloculare* L., *C. pseudoknigi* Tschern.

Органогенные известняки, аналогичные органогенным известнякам р. Сангильды, встречены в районе Ак-Балсекского массива и в полосе выходов бетринской свиты, проходящей по периферии Южного Крака, вне поля развития серпентинитов рек Сангильды, Бала-Елги и др.

Д. Д. Криницкий и В. М. Криницкая в восточном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория северо-восточнее дер. Анновки, южнее параллели г. Зилаира, в бетринских породах нашли отпечатки граптолитов из рода *Pristiograptus* лудловского возраста (по определению А. М. Обуя).

В районе Кракинского поднятия и в восточном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория в разрезах палеозоя бетринская свита налегает с размывом на уразинскую свиту ордовика и трансгрессивно перекрывается яумбайской подсвитой зилаирской свиты, относящейся в основном к франскому ярусу верхнего девона.

На основании учета положения в разрезе района Кракинского поднятия и восточного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория, а также общего характера найденных в бетринской свите остатков фауны возраст последней определяется в основном от венлока до нижнего девона включительно. Самые верхние слои, по-видимому, имеют местами нижнеэйфельский возраст, а слои, залегающие в самых нижних частях разреза свиты, — лландоверский возраст. При таком положении эта свита может рассматриваться как возрастной эквивалент всех свит силура и нижнедевонских толщ Прибельской фациальной зоны, отличаясь от них резким возрастанием роли терригенных отложений, а также раз-

* Вулканогенные породы в составе свиты встречаются также по периферии наибольшего массива серпентинитов, находящегося в восточном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория северо-восточнее дер. Ново-Усманово, а также восточнее с. Кананикольска и вблизи дер. Кувалат. (Прим. ред.)

витиём местами вулканогенных пород. По особенностям литологии и фауны в сводном разрезе бетринской свиты можно выделить подсвиты: верхнюю — $D_1 + S_2$ и нижнюю — S_1 (см. табл. 5).

ОРДОВИКСКИЕ И СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА, ПРИУРАЛ-ТАУСКАЯ ЗОНА В ГРАНИЦАХ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Ордовикские отложения в южной части западного склона Южного Урала впервые были найдены и палеонтологически подтверждены в 1854—1855 гг. Н. Г. Меглицким и А. И. Антиповым (1858).

В 1929 г. Л. С. Либрович и Н. К. Разумовский при совместной экскурсии к юго-востоку от г. Кувандыка впервые обнаружили на Южном Урале в толще глинисто-кремнистых сланцев граптолиты, по заключению Б. Н. Аверьянова (1931) характерные для лландовери и венлока.

В 1930—1932 гг. геологами Е. В. Воиновой, Е. Э. Разумовской, Н. К. Разумовским и А. В. Хабаковым (Воинова и др., 1941) были выделены кидрясовская и кураганская свиты ордовикского возраста и сакмарская свита силура. Силурийский возраст этой свиты был подтвержден находками граптолитов.

В 1933 г. В. Н. Павлиновым в районе дер. Новопокровки, на западном склоне Шайтан-Тау, была выделена покровская свита, которая по его мнению, залегает под сакмарской свитой без перерыва и содержит граптолиты карадокского яруса (*Climacograptus caudatus* L a r w.).

Кроме того, большая часть эффузивов сакмарской свиты В. Н. Павлиновым была отнесена к девону.

В 1955 г. О. Б. Бондаренко и Б. М. Келлер (1956) провели специальные работы в окрестностях дер. Новопокровки с целью выяснения вопроса о наличии карадокских отложений в южной части Южного Урала. Проведенные исследования показали, что В. Н. Павлинов принял за карадокские граптолиты новый вид *Climacograptus rectangularis* М'Соу var. *kuruilensis* n. var., близкий по облику к ордовикским *Cl. caudatus* L a r w. и характерный для нижних горизонтов лландовери. Благодаря этим исследованиям вопрос о выделении покровской свиты в качестве самостоятельной стратиграфической единицы отпал.

Н. И. Леоненко, обобщая результаты исследований, проведенных ею, описала ордовикские и силурийские отложения, пользующиеся широким развитием на территории, расположенной к югу от р. Урала.

А. В. Хабаков и А. Д. Петровский (1960), изучив большое число разрезов ордовикских отложений, существенно дополнили сведения о литологическом составе, фауне и фациальных изменениях ордовика. Брахиоподы ордовика были заново изучены О. Н. Андреевой, а граптолиты ордовика и силура — А. М. Обутом.

Ордовикские отложения. В составе ордовикских отложений в южной части западного склона Южного Урала выделены две свиты (снизу вверх): кидрясовская и кураганская.

Кидрясовская свита на описываемой территории прослеживается в виде двух почти параллельных прерывистых полос с северо-запада на юго-восток. Западная полоса начинается примерно от широтного колена р. Сакмары, а восточная — от верховьев р. Имелли. Восточная полоса по существу обрамляет с запада зону Урал-Тау, залегающую

в южной части района непосредственно на филлитах и филлитизированных сланцах верхних свит метаморфического комплекса. В западной полосе кидрясовская свита слагает узкую, опрокинутую на запад антиклиналь. Иногда эта антиклиналь размыта, и в ядре ее выступают более древние, кембрийские отложения или глубокометаморфизованные образования, подобные нижним свитам метаморфического комплекса зоны Урал-Тау. Поскольку упомянутые древние образования в значительной степени перекрыты более молодыми отложениями, они встречаются на дневной поверхности только в виде отдельных изолированных пятен и полос. Непосредственный контакт кидрясовской свиты с подстилающими породами в Западной полосе ее развития нигде не наблюдался, а в Восточной он виден только в одном месте, по р. Хмелевке. Там кидрясовская свита залегает с резким размывом на филлитах.

Все исследователи последних трех десятилетий считали стратотипом кидрясовской свиты разрез через хр. Тырман-Тау, описанный Н. К. Разумовским и Е. В. Лермонтовой (1938). В соответствии с этим принималось, что кидрясовская свита делится на три горизонта общей мощностью 210 м. Этот разрез в общем виде выглядит следующим образом:

1. Нижний горизонт, сложенный мелкозернистыми слоистыми песчаниками темно-оливково-зеленого цвета, переслаивающимися со сланцами и глинами того же цвета и содержащими два однометровых прослоя светлых грубозернистых кварцевых песчаников с линзами конгломератов. В песчаниках имеются остатки фауны, из которой Е. В. Лермонтовой и А. Ф. Лесниковой определены: *Acrothyra chabakovi* Les n., *Obolus razumovskii* Leg m., *Syphonotreta uralensis* Leg m., *Anomocarella chabakovi* Les n., *Prosymphysurus razumovskii* Les n. Видимая мощность 38 м.

2. Средний горизонт, представленный белыми, зеленоватыми, розоватыми и желтоватыми жерновыми песчаниками, содержащими прослой глинистых мелкозернистых песчаников. Собранная в песчаниках фауна аналогична фауне нижнего горизонта. Мощность 22 м.

3. Верхний горизонт состоит из серых, зеленоватых, буроватых средне- и грубозернистых глинисто-кварцевых, аркозовых, часто глауконитовых, иногда известковистых песчаников, с обильной фауной. А. Ф. Лесниковой из этого горизонта описаны: *Obolus opollinis* var. *Quenstedti* Mick w., *O. panderi* Mick w., *Syphonotreta* sp., *Acrothyra* sp., *Eoorthis christinae* Kiaer., *Billingsella lermontowae* Les n., *Euloma blochini* Les n., *Dikeocephalina* sp.

Вся собранная фауна дает основание относить все три горизонта к отложениям тремадокского яруса. Мощность 150 м.

Как показали исследования А. В. Хабакова и А. Д. Петровского, трехчленное деление кидрясовской свиты в других изученных ими разрезах не подтверждается. Кроме того, наиболее полным и наиболее фаунистически охарактеризованным разрезом кидрясовской свиты является не разрез Тырман-Тау, а разрез по р. Алимбету. По данным А. Д. Петровского и А. В. Хабакова, этот разрез в общих чертах характеризуется следующими особенностями:

1. Нижняя часть разреза кидрясовской свиты сложена крупнозернистыми желтыми и серыми кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, содержащими прослой конгломератов и гравийно-грубозернистых разностей, а также плитчатых средне- и мелкозернистых зеленовато-бурых и желто-зелено-бурых песчаников и алевролитов. Среди песчаников встречаются пачки с косою слоистостью. Прослои глинистых сланцев и аргиллитов в этой части разреза встречаются редко и мощность их невелика. В песчаниках были найдены брахиоподы, из которых О. Н. Андреевой определены: *Obolus* sp., *Altorthis kindertensis* Andr., *Tritoechia* sp., *Alimbella armata* Andr.

2. Верхняя часть разреза кидрясовской свиты представлена желто-зелеными, желтовато-оливково-зелеными плитчатыми слюдистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями также плитчатых, реже крупнослоистых мелко-, средне и крупнозернистых песчаников и пластами миндалекаменных основных эффузивов.

В алевролитах встречаются известково-мергелистые конкреции, заключающие в себе богатую фауну, из которой О. Н. Андреева определила: *Altorthis* sp., *Siphonotreta uralensis* Lerm., *Acrothyra* aff. *chabakovi* Lerm., *Alimbella armata* Andr., *Ceratopyge forficula* Sars., *Apatokephalus serratus* Sars. et Boeck., *Protpoliomerops kasachstanicus* Bal., *Orometopus elatifrons* (Angle.), *Histrikurus* aff. *conicus* (Bill.), *Leignostus alimbeticus* Bal.

Кроме того, в верхней части кидрясовской свиты были встречены *Dictyonema uralensis* Obut. Общая мощность кидрясовской свиты не превышает 300 м.

Сравнивая приведенный разрез с разрезом через хр. Тырман-Тау, А. Д. Петровский и А. В. Хабаков пришли к заключению, что разрез хр. Тырман-Тау охватывает только нижнюю половину разреза кидрясовской свиты. Верхняя часть его, по их мнению, в период, предшествовавший отложению кураганской свиты, была целиком смыта.

Несколько отличается по литологическому составу кидрясовская свита в разрезах Восточной полосы. Здесь в ее сложении весьма существенную роль играют основные эффузивы и кремнистые сланцы. Наиболее полным разрезом Восточной полосы кидрясовской свиты является разрез по р. Хмелевке. Мощность ее в этом разрезе, по данным А. Д. Петровского и А. В. Хабакова, не менее 300—350 м.

Кураганская свита на описываемой территории пользуется более широким распространением, чем кидрясовская. От широты дер. Акьюлово до р. Урала и далее отложения кураганской свиты прослеживаются почти непрерывно. Ширина полосы развития ее достигает 20 км. В пределах этой полосы кураганская свита слагает ряд крупных брахисинклиналей, ядра которых выполнены силурийскими образованиями. К числу таковых относятся Блявинская, Ишмуратовская, Утягуловская и Шайгантауская структуры. В целом эти брахисинклинали составляют Блявинскую сложную синклиналичную зону. Как было сказано выше, по данным А. Д. Петровского и А. В. Хабакова, кураганская свита залегает на кидрясовской с размывом. Подтверждается это тем, что кураганская свита залегает в различных частях описываемой площади на разных горизонтах кидрясовской свиты, а местами непосредственно на более древних образованиях.

Наиболее распространенными породами кураганской свиты являются глинистые и глинисто-туфогенные сланцы оливково-зеленого, зелено-бурого и вишнево-красного цвета, всегда сильно деформированные и часто имеющие «костыльчатую» отдельность. Среди этих сланцев встречаются прослойки и линзы туфов основного, реже смешанного состава, песчаников, кремнистых сланцев, кремнистых туфов и туффитов, а также мелкие линзы эффузивов преимущественно основного состава. В самых верхних горизонтах кураганской свиты изредка встречаются линзы известняков.

Глинистые сланцы оливково-зеленого цвета наиболее распространены в восточной части полосы развития кураганской свиты близ ст. Блявы и хут. Байкас. К западу от этих пунктов вверх по разрезу они постепенно замещаются глинисто-туфогенными сланцами вишнево-красного и грязно-зеленовато-серого цвета. В 3 км к востоку от пос. Ракитянки, по-видимому, в верхних горизонтах, слагающих ядро небольшой синклинали, среди вишнево-красных сланцев залегают мощные прослойки кремнистых туфов и туффитов зеленого, голубовато-зеленого и красноватого цвета. В районе г. Медногорска подобные же сланцы содержат большое количество линз диабазов и диабазовых порфиринов. К юго-западу от дер. Казанки и восточнее дер. Новой Ракитянки глинисто-туфогенные сланцы сильно обогащены грубым кластическим материалом, в результате чего они приобретают характер туфобрекчий, цвет их грязно-зеленовато-серый. Против дер. Юмагузино на левом

берегу р. Киндерли, в 2 км к юго-востоку от пос. Каракуль-Михайловского, встречены линзы известняков. В других частях описываемой территории, севернее р. Урала, глинисто-туфогенные сланцы более или менее однородные; в них изредка наблюдаются только прослой кремнистых сланцев. При всей пестроте состава кураганская свита довольно легко определяется благодаря тому, что литологический состав и облик слагающих ее образований очень своеобразны.

Геологический возраст кураганской свиты подтвержден находками органических остатков. В 1 км восточнее ст. Блявы и близ хут. Байкас в нижних горизонтах свиты среди глинистых сланцев буровато-зеленого и оливково-зеленого цвета, содержащих маломощные прослой кварцевых песчаников, А. В. Ключихиным и А. В. Буряченко (1949) были собраны хорошей сохранности граптолиты, из которых А. М. Обут определил: *Didymograptus* ex gr. *nicholsoni* Lapw., *D. aff. simulans* Ellis et Wood., *D. sp.* и др., доказывающие аренигский возраст отложений.

В линзе известняка, находящейся в 2 км к юго-востоку от хут. Каракуль-Михайловского и залегающей в самых верхах кураганской свиты, Е. Э. Разумовская еще в 1934 г. обнаружила остатки брахиопод и трилобитов.

Из брахиопод О. Н. Андреева определила: *Obolus* sp., *Siphonotreta verrucosa* Eichw., *Productorthis obtusa* Pander, *Hesperorthis* (?) sp., *Camerella varians* Bill., *Porambonites* sp., *Cyrtanotella aff. kuckersiana* (Wys.) и др.; из трилобитов: *Remopleurides pisiformis* Weber, *Illaenus (Bumastus)* sp., *Amphilichas* sp., *Cybele planifrons* Web., *Pliomerops aff. planus* Web., *Bumastus Sphaerexochus* sp. и др. Этот комплекс фауны, по заключению О. Н. Андреевой, характерен для отложений нижней части лландейльского яруса. В других местах в отложениях кураганской свиты были найдены только единичные плохо сохранившиеся экземпляры *Obolus* sp. и *Lingula* sp., которые не могли послужить основанием для точной датировки геологического возраста свиты.

Таким образом, для определения возраста кураганской свиты имеются следующие данные: 1) кураганская свита залегает выше кидрясовской, относящейся к трамадокскому ярусу, и местами перекрывает ее, как указывает А. В. Хабаков, с разрывом; 2) в нижних горизонтах свиты обнаружены граптолиты аренигского яруса; 3) в верхних горизонтах собраны брахиоподы и трилобиты нижнего лландейло.

Исходя из этих данных, возраст кураганской свиты следует считать как арениг-лландейльский или средний ордовик (O₂). Мощность колеблется в пределах от 800 до 1500 м.

К югу от р. Урала соответствующее кураганской свите положение в стратиграфическом разрезе занимает куагачская свита, выделенная в 1952 г. Н. И. Леоненко. Свита характеризуется очень пестрым составом. По данным Н. И. Леоненко (1955), ее слагают диабазы, порфиры, мандельштейны, их туфы и туфобрекчии, порфиры и туфы порфиринов и альбитофиринов, туфопесчаники, туфосланцы, сходные по облику с кураганскими. В подчиненном количестве присутствуют кремнистые породы, песчаники, конгломераты и известняки. Литологический состав куагачской свиты изучен еще недостаточно вследствие очень слабой обнаженности. Особенно это касается территории, прилегающей к р. Уралу.

Фаунистически охарактеризованы только нижние горизонты куагачской свиты на площади, расположенной к югу от описываемой. Так, по правому берегу р. Ку-Агача, в 1 км выше устья р. Шиликты, в известковистом конгломерате Н. И. Леоненко были собраны *Obolus* sp., *Acrothyra* sp., *Clarkella* sp., *Orthis* sp., *Plectambonitinae*, *Symphy-*

surus aff. *angustatus* Воеск., *Homoangustoides illaenus* sp. и др., по заключению О. Н. Андреевой и Е. А. Балашовой, позволяющие считать эти отложения верхнетремадокскими или нижнеаренигскими. Подобная фауна встречена, кроме того, в линзах известняков также в нижних горизонтах свиты по рекам Кос-Истеку и Кара-Бутаку.

Соотношения куагачской свиты с подстилающей ее кидрясовской изучены недостаточно. Предполагается, что залегает она согласно с постепенным переходом, достигая мощности 800 м.

Кроме свит, описанных на западном склоне южной части Южного Урала, некоторыми исследователями выделялась еще губерлинская свита.

Губерлинская свита впервые была выделена в 1934 г. на восточном склоне южной части Южного Урала. Положение ее в стратиграфическом разрезе не было точно установлено.

В сложении свиты принимают участие туфы кислого состава, альбитофиры, кремнистые сланцы, туффиты и туфогенно-глинистые сланцы. А. В. Ключихин отнес к губерлинской свите толщи подобного состава, развитые на западном склоне южной части Южного Урала. В 1959 г. А. Д. Петровский по соседству с выходами пород губерлинской свиты в пяти местах, в том числе и на восточном склоне, обнаружил линзы известняков с табулятами и амфипорами девонского возраста. Эти находки позволяют предполагать, что большая часть губерлинской свиты является среднедевонской и поэтому полной характеристики ее в настоящем очерке не приводится. Однако вопрос о губерлинской свите еще требует своего окончательного разрешения. По-видимому, часть толщи кремнистых туфов, особенно туфы зеленого и голубоватого цвета, содержащие прослой альбитофиров, все же окажутся ордовикскими.

Силурийские отложения в южной части западного склона Южного Урала. В пределах описываемой площади сакмарская свита характеризуется широким распространением. От северного окончания нагорья Шайтан-Тау, где эта свита погружается под верхнедевонские отложения, полоса развития ее пород прослеживается далеко на юг за пределы описываемой площади.

В состав сакмарской свиты в северо-западной части описываемой площади входят кремнистые сланцы черного, темно-серого и зеленовато-серого цвета, иногда беркчиевидные, обычно толстослоистые. Местами, где кремнистые сланцы менее деформированы, более мощные прослойки имеют узловатый облик. «Узлы» имеют концентрически скорлуповатое строение. Поверхности наслоения в сланцах обычно неровные и имеют более светлую окраску, а кремнистое вещество близ контактов слоев содержит существенную примесь тонкого пеплового материала. Среди таких сланцев нередко встречаются прослой черных глинисто-кремнистых и битуминозных углисто-глинистых сланцев. Мощность таких прослоев колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. По простиранию такие прослой обычно выдерживаются плохо.

В юго-восточной части описываемой площади сакмарская свита имеет иной состав. Здесь в разрезе ее доминируют вулканогенные породы. Кремнистые, кремнисто-глинистые и углисто-глинистые сланцы, совершенно аналогичные описанным выше, встречаются среди вулканогенных пород только в виде прослоев. Мощность таких прослоев колеблется в очень широких пределах: от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров.

Из вулканогенных пород в сакмарской свите отчетливо преобладают диабазы, спилиты и диабазовые порфириды с различной струк-

турой. Местами среди них встречаются сравнительно маломощные прослойки плагиоклазовых и плагиоклаз-роговообманковых порфиритов. К востоку от г. Медногорска среди диабазов залегают четыре пачки кератофиров и кварцевых кератофиров. Туфогенные породы как основного, так и кислого состава залегают среди соответствующих лав в виде прослоев различной мощности.

Наиболее широко развитием пользуются туфогенные породы главным образом основного состава. Они развиты к западу от пос. Никитин. Большая мощность вулканогенной толщи свидетельствует об интенсивности вулканических процессов, а преобладание среди эффузивных пород лав диабазо-спилитового ряда и наличие в то же время кератофиров указывает на принадлежность толщи к спилито-кератофировой формации.

Кремнистая толща сакмарской свиты и вулканогенная толща фациально замещают друг друга. Смена кремнистой фации вулканогенной происходит постепенно, путем расщепления на пачки одной толщи и появления между ними вначале маломощных, а затем все более увеличивающихся по мощности пачек другой толщи. Эта смена фаций происходит примерно близ долины р. Сакмары. Помимо описанных образований, в сложении сакмарской свиты принимают участие известняки. Они встречаются в виде линз длиной до 150 м и мощностью до 40—50 м. Встречаются эти линзы чаще всего среди вулканогенной толщи. Эти известняки, по-видимому, носят рифогенный характер, на что указывают форма залегания, обилие остатков рифообразователей, при почти полном отсутствии иной фауны.

Мощность сакмарской свиты в целом около 1000 м. Однако в северо-западной части описываемой площади, где развита только кремнистая толща, мощность сакмарской свиты значительно меньше и вряд ли превышает 500 м.

Геологический возраст отложений сакмарской свиты установлен достаточно определенно благодаря находкам граптолитов более чем в 30 пунктах. В кремнистой толще граптолиты встречаются чаще и сохранность их лучше, чем в эффузивной толще. Все эти находки свидетельствуют о том, что как кремнистая, так и вулканогенная толщи сакмарской свиты относятся к верхней половине лландовери и главным образом к венлокскому ярусу. Лландоверские граптолиты были обнаружены всего лишь в нескольких пунктах, тогда как венлокские граптолиты встречаются значительно чаще.

Одним из наиболее интересных является разрез, расположенный близ дер. Новопокровки. Здесь на вишнево-красных глинисто-туфогенных сланцах кураганской свиты несогласно залегают кремнистые сланцы серого и темно-серого цвета. Среди них в 50 м к востоку от контакта встречен прослой черных тонкоплитчатых кремнисто-глинистых сланцев. В нем собраны граптолиты, из которых А. М. Обут определил: *Hedrograptus janischewskyi* Obut, *Diplograptus* sp., *Rastrites approximatus* Perner, *Raphidograptus* aff. *torquisti* Elles et Wood., т. е. формы, характерные для растритовых слоев лландоверского яруса. В следующем прослое кремнисто-глинистых сланцев, расположенном в 100 м восточнее предыдущего, обнаружены, по определению А. М. Обут, *Retiolites geinitzianus* Baгг. *Monograptus priodon* (Вгопп.), характеризующие уже ретиолитовые слои венлокского яруса. В 80 м к востоку был встречен еще один прослой черных кремнисто-глинистых сланцев, в котором собраны, по определению А. М. Обут, *Monograptus* cf. *pandus* Lapw., *Tyrsograptus* ex gr. *turriculatus* Baгг., *Cyrtograptus* (*Lapworthograptus*) sp., *Streptograptus* sp., *Diversograptus* sp., т. е. формы, также характерные для венлока.

Аналогичная фауна граптолитов найдена и в других пунктах описываемой территории. Особенно хорошей сохранности отмечены граптолиты у северо-восточной окраины г. Кувандыка, в 2,5 км северо-западнее дер. Большое Чураево.

Главнейшими полезными ископаемыми района развития силурийских толщ южной части западного склона Южного Урала являются медистые пириты Блявинского месторождения.

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (БАШКИРСКАЯ АССР И ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)

На восточном склоне силурийские отложения распространены в западной части Магнитогорского синклинория, где присутствие их обосновано палеонтологическими находками.

Во второй половине XVIII века в работах первых русских исследователей: Гофмана и Гельмерсона, Г. Розе, Р. Мурчисона, Меглицкого и Антипова, а позднее А. П. Карпинского, Ф. Н. Чернышева и др. — приводятся некоторые данные, касающиеся состава и распространения пород, которые впоследствии были отнесены к силурийской системе.

Главнейшие достижения в области изучения силурийских отложений относятся ко второму этапу и осуществлены уже в советский период. Эти успехи связаны с трудами Д. В. Наливкина (1929) и Л. С. Либровича (1932, 1936, 1939).

К этому периоду относятся находки силурийской фауны, преимущественно граптолитов, установленные в ряде пунктов на Южном Урале (Либрович, 1930; Константинова, 1935). Вулканогенные толщи зеленокаменной полосы впервые расчленены на ряд стратиграфических свит. В северной части Южного Урала была выделена поляковская свита, а в южной части сакмарская (Константинова, 1935). В Баймакском районе вулканогенные образования основного и кислого состава, развитые к западу от хр. Ирэндик, были выделены в баймак-буребаевскую свиту верхнесилурийского — нижнедевонского возраста. В Абзелюловском районе и смежной территории Учалинского района силурийские отложения выделены и описаны О. А. Нестояновой. В Восточно-Уральском антиклинории силуро-девонские вулканогенные толщи выделены А. А. Петренко (1939) в киембаевскую свиту.

В последнее время изучением силурийских отложений занимались многие геологи: М. Ш. Биков, Н. И. Леоненко, Г. А. Ленных, И. В. Ленных, А. В. Ключихин, В. М. Сергиевский, В. С. Шарфман, О. А. Нестоянова и др. Однако специальных исследований по силуру не проводилось, и монографические работы, посвященные стратиграфии и фауне силура восточного склона Южного Урала, до настоящего времени отсутствуют. Исключение составляет крайняя южная часть Орско-Халиловского района, которая освещается в монографической работе Н. И. Леоненко (1955).

Ниже приводится описание силурийских отложений по крупным тектоническим регионам — Магнитогорскому синклинорию и Восточно-Уральскому антиклинорию.

Силурийские отложения Магнитогорского синклинория. Древнейшие отложения силура в этом районе установлены Л. И. Константиновой в 1934 г. по находкам граптолитов среди битуминозных глинистых сланцев, подчиненных толще кремнистых пород, выделенных в 1935 г. Н. К. Разумовским в сакмарскую свиту.

В Орско-Халиловском районе отложения сакмарской свиты выступают в виде прерывающихся полос: западной и восточной. Западная, Присакмарская полоса приурочена к долине р. Губерли, откуда она протягивается к верхнему течению р. Сакмары. В бассейне р. Губерли в основании разреза залегает толща кремнистых сланцев, фтанитов, смятых в крутые складки, выше на них налегают спилиты и диабазы, чередующиеся с кремнистыми сланцами. Уже за пределами Орско-Халиловского района в окрестности пос. Переволочанского диабазам сакмарской свиты подчинены туфы альбитофиров с маломощными прослоями глинисто-кремнистых граптолитовых сланцев лландовери — нижнего венлока. В южном направлении отложения сакмарской свиты прослеживаются до широты пос. Хабарного и уходят на юг в смежную территорию Актюбинской области Казахстана.

Восточная полоса сакмарской свиты прослеживается по р. Сухой Губерле и у Орских ворот по р. Уралу, причем от Западной полосы она отделяется значительной депрессией, ограниченной разломами и выполненной мезозойскими отложениями. Лучшие разрезы ее вскрыты в железнодорожных выемках правобережья р. Урал, вблизи разъезда Ущелье (ниже г. Орска), а по р. Сухой Губерле — от широты пос. Подсобное хозяйство на севере до дер. Гайнулиной на юге. В нижней части сакмарской свиты развиты кремнистые сланцы, фтаниты серой, темно-серой и черной окраски, нередко брекчиевидные (сингенетическая брекчия). Пачкам кремнистых сланцев и фтанитов подчинены прослой (мощностью 0,1—0,3 м) битуминозных глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, содержащих остатки граптолитов. На левом берегу р. Сухой Губерли в 1,5 км восточнее дер. Мустафино в темно-серых глинистых и углито-глинистых сланцах, залегающих среди серпентинитов в виде остатков кровли, найдены следующие граптолиты: *Monograptus cf. regularis* Törnq., *M. involutus* Larw., *M. cf. decipiens* Törnq., *Rastrites setiger* Elles et Wood, *Climacograptus* sp., *Diplograptus* sp. (сборы и определения Л. И. Константиновой). Позднее в указанных выходах были дополнительно собраны: *Hedrograptus janischewskyi* Obut, *Diplograptus (Petalolithus) palmeus* (Вагг.) D. tamarisous Nich., *Pristigraptus regulatis* Törnq., *Demirastritus* aff. *decipiens* (Törnq.), *Rastrites approximatus* Penн. и др., указывающие на лландоверский возраст вмещающих слоев (сборы В. С. Шарфмана, определения А. М. Обуа).

В последние годы О. А. Нестояновой найдены: *Petalolithus elongatus* Voucek, *Monograptus* aff. *dettrorsus* Tullb., *Spirograptus minor* Voucek и др., указывающие на самые верхи лландоверского яруса (определения Т. Н. Корень). Кремнистые сланцы покрываются диабазами, диабазовыми порфиритами, с редкими прослоями яшмовидных туффигов. Все эти породы представляют кровлю гипербазитовой интрузии и прорезаны серпентинитами, выходы которых широко распространены в окрестности дер. Мустафино.

Вышележащие толщи сакмарской свиты развиты по правому берегу р. Урала, в окрестностях разъезда Ущелье, где они представлены глинисто-кремнистыми сланцами с граптолитовой фауной, покровами основных лав и туфов. Относительная роль вулканогенных образований, представленных спилитами, диабазами и туфами, здесь значительно увеличивается, что является отличительной особенностью средней части сакмарской свиты. Опорный разрез ее приводит Л. И. Константинова (1941) на левом берегу р. Урала у гряды Аульской («Орские ворота»), где с запада на восток последовательно выступают (снизу вверх).

1. Спилиты мелкозернистые, рассланцованные и хлоритизированные	150 м
2. Фтаниты, кремнистые сланцы темно-серые брекчиевидные и тонколистобатые	200 „
3. Спилитовые туфы мелкообломочные и рассланцованные	65 „
4. Кремнистые и туфогенные сланцы, переслаивающиеся с туфами	50 „
5. Спилиты	50 „
6. Черные массивные кремнистые и тонколистобатые глинисто-кремнистые сланцы	35 „
7. Полосчатые брекчиевидные темно-серые кремнистые сланцы, переслаивающиеся с туфосланцами и спилитами	120 „

Палеонтологически охарактеризованные отложения известны в районе Орского дома отдыха, где сакмарская свита расчленяется на следующие толщи (снизу вверх):

1. Миндалекаменные эпидотизированные диабазы желтовато-зеленой окраски. Видимая мощность до 30 м.
2. Толща кремнистых сланцев светло-серых, серых до черных, нередко брекчированных с преобладающими восточными падениями; местами сланцы смяты в мелкие складки, осложненные разрывными нарушениями и прорваны серпентинитами. В них встречаются прослой углисто-глинистых сланцев, в которых В. С. Шарфманом были собраны *Monoclimacis vomerina* Rich., *M. sp. indet.*, *Cyrtograptus radiatus* Tögnq., *Monograptus* sp. венлокского яруса (определения А. М. Обу́та). Мощность кремнистых сланцев, по-видимому, не превышает 300—400 м.
3. Диабазы, спилиты с подушечной отдельностью и их туфы с прослоями черных фтанитов кремнистых сланцев, мощностью от 10—15 до 50 м, прорванных серпентинитами, разобщенных узкими телами серпентинитов, вследствие чего их мощность неясна.
4. Глинистые и кремнистые сланцы, черные, темно-серые, с прослоями углисто-глинистых тонколистобатых сланцев с фауной граптолитов *Pristograptus sordous* Gortani, *Pristograptus* sp., *Monograptus* ex gr. *flemmingi* Salx. Мощность до 2000 м.

Присутствие в верхах этой толщи *Monograptus* ex gr. *flemmingi* указывает на верхневенлокский возраст вмещающих слоев (сборы В. С. Шарфмана, определения А. М. Обу́та). В этой же толще О. А. Нестояновой найдены следующие граптолиты: *Pristiograptus bohemicus* (Bagrande), *Monograptus* aff. *crinitus* Wood. и др., указывающие на нижнелудловский возраст вмещающих слоев (определения Т. Н. Корень).

1. Диабазовые порфириты, спилиты зеленовато-серой окраски. В них встречаются прослойки пятнистых туфов основного состава и небольшие линзы мраморизованных известняков 200—300 м
2. Кремнистые, глинисто-кремнистые листоватые сланцы, иногда с отпечатками граптолитов плохой сохранности 100—120 „
3. Чередование кремнистых сланцев, вариолитов, спилитов, туфов основного состава, реже туфопесчаников 200—300 „

В Ишкининском разрезе верхняя часть сакмарской свиты представлена слоистой толщей, состоящей из чередований туфобрекчий, туфоконгломератов, туфопесчаников, покровов диабазов и прослоев черных глинисто-кремнистых, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев с отпечатками граптолитов.

Выше залегают кремнистые сланцы, среди которых встречаются известняки рифогенного характера. В них найдена фауна: *Sieberella* ex gr. *sieberi* Dal m., *Plectatrypa* cf. *marginalis* Dal m. и другие формы самых верхов верхнего лудлова и низов нижнего девона.

К югу от Орских ворот силурийские образования прослеживаются непрерывно до южной границы Оренбургской области и уходят в Актубинскую область.

В Хайбуллинском и Баймакском районах силурийские отложения представлены преимущественно диабазами и спилитами с подчинен-

ными прослойками кремнистых сланцев. Эта толща прорвана серпентинитами.

На широте пос. Буребай у дер. Байгускаровой (правобережье р. Сакмары) диабазам сакмарской свиты подчинены туфы альбитофиров и прослой (0,3 м) глинисто-кремнистых сланцев, содержащих остатки граптолитов: *Stomatograptus* sp., *Monograptus* sp. indet., *Oktavites* sp. indet., *Lapworthograptus* sp. indet. и другие формы, характерные для верхней части ретиолитовых слоев вендока (сборы В. С. Шарфмана, определения М. А. Обута).

Баймак-буребаевская свита Баймакского района протягивается в виде двух полос: Западной (левобережье р. Сакмары) и Восточной (по р. Таналыку, к западу от хр. Ирэндьк). Первоначально баймак-буребаевская свита была выделена Ф. И. Ковалевым (1945) с широким возрастным диапазоном ($S_2 + D_1$). Позднее ее стратиграфический диапазон был сужен до нижнего лудлова — вендока (Ленных, 1956; Шарфман, 1957). Палеонтологические остатки в баймак-буребаевской свите не найдены. К силуру она отнесена условно.

В. С. Шарфман (1959) приводит следующий разрез Восточной голосы баймак-буребаевской свиты к югу от г. Баймака (снизу вверх):

1. Толща кварцевых альбитофиров и их туфов, метаморфизованных до кварцево-серицитовых сланцев и вторичных кварцитов. Эти породы в наиболее типичном виде развиты в окрестности месторождения Уваряжского, где они вскрыты горными выработками. 600—700 м
2. Выше залегает толща диабазов, диабазовых порфиритов, спилитов, порфиритов и туфобрекчий, туфов основного состава с прослойками яшмовидных туффитов. 300 „
3. Толща альбитофиров, кварцевых альбитофиров и их туфов. В этой толще широким развитием пользуются дайки и sillы субвулканических интрузий кислого и среднего состава. 300—400 „
4. Верхняя толща представлена вулканическими брекчиями, туфобрекчиями и туфами порфиритов. 350 „

Силурийские отложения Абзелиловского района. Здесь верхам верхнего силура по положению в разрезах, очевидно, соответствуют миндалекаменные диабазы, вулканические и лавовые брекчии, покровы и туфы роговообманковых порфиритов, с прослойками яшмовидных туффитов, слагающих Бузыкаевскую антиклиналь и осевую часть Ирэндькской антиклинали на участке широтного течения рек Бол. и Мал. Кизила. Вулканогенной толще подчинены линзы и прослой мраморизованных известняков, содержащих в верхних горизонтах остатки стеблей криноидей: *Cyclocyclicus* ex gr. *verrucosus* sp., n., *Cyclocyclicus bohemicus* sp. n., *Pentagonocyclicus kusilensis* sp. n.

Поляковская свита Учалинского района. В наиболее погруженной части Магнитогорского синклинория (приблизительно от широты г. Магнитогорска на юге до оз. Ургун на севере) силурийские отложения скрыты под палеонтологически охарактеризованными девонскими толщами. На широте оз. Ургун Магнитогорский синклинорий вновь испытывает поднятие, которое и выводит на поверхность вулканогенные образования силурийского возраста. Они представлены преимущественно эффузивными и пирокластическими образованиями, а отчасти нормальными осадочными отложениями поляковской свиты, выделенной впервые В. С. Коптевым-Дворниковым (1933) в районе пос. Поляковки. В районе оз. Ургун свита представлена альбитизированными диабазами, спилитами и их туфами с прослойками черных кремнистых сланцев и туфогенных песчаников. В верхних горизонтах местами развиты конгломераты с галькой и обломками черных кремнистых сланцев, известняков, диабазовых порфиритов и других пород.

От оз. Ургун породы поляковской свиты прослеживаются вдоль западного подножия хр. Ирэндык на север к пос. Поляковки и с. Вознесенки. Здесь для силура О. А. Нестоянова выделяет два типа разреза, соответствующие различным структурно-фациальным подзонам, — западный и восточный.

Примером западного типа могут служить разрезы у с. Вознесенки, дер. Абзаковой и по р. Семибратке. В известняках у с. Вознесенки встречены *Plectatrypa marginalis* Dal m., *Lissatrypa* (?) sp., *Camarotoechia* ex gr. *famula* Barr., *Spirifer* ex gr. *juno* Khod., *Syndetocrinus baschkiricus* Jak., а также редкие кораллы: *Pseudomphyma elongata* W d k d., *Stortophyllum concovum* W d k d.

Более богатая фауна собрана южнее с. Вознесенки, вблизи дер. Абзаковой в розовых обломочных известняках, содержащих примесь туфогенного материала. Здесь найдены: *Bellerophon vogulicus* Tschern., *Murchisonia* aff. *demidoffi* Vern., *Atrypa granulifera* Barr., *Plectatrypa marginalis* Dal m., *Lissatrypa* sp., *Conchidium bicoculare* Lin n., *Anastrophia magnifica* Kozl., *Gypidula olga* Khod., *Camarotoechia nucula* Sow., *C. carens* Barr. и другие формы, указывающие на верхнелудловский возраст этих отложений.

Восточный тип характеризуется значительными мощностями эффузивных образований и является стратотипом поляковской свиты. Характерный разрез ее наблюдается в районе с. Поляковки по р. Ую, где широко развиты диабазы и диабазовые порфириды с подчиненными прослоями туфов и яшмовидных туффитов. В восточном разрезе выделяются две толщи: нижняя и верхняя. Нижняя толща представлена мелкозернистыми желтовато-зелеными альбитизированными диабазовыми порфиридами и спилитами, а также прослоями яшмовидных кремнистых туффитов и мелкозернистых туфов основного состава. Среди диабазов встречаются крупнозернистые разногости, близкие к габродиабазам. Местами (гора Караульная) развиты кварцево-гематитовые породы, залегающие в виде секущих жил среди диабазов, туффитов и туфов, представляющих собой отложения древних фумарол.

Для верхней толщи характерно развитие туфов, туфобрекчий, кремнистых туффитов, кремнистых, углисто-кремнистых сланцев, туфопесчаников и конгломератов, иногда линз мраморизованных известняков, почти лишенных органических остатков. В углисто-кремнистых сланцах, развитых в подножии хр. Ирэндык (Северного), к северу от дер. Мансуровой, Б. М. Садрисламовым (1961) найдены граптолиты: *Rastrites approximatus*. *Rastrites approximatus* v. *geinitzi*, *Geptograptus tamariscus*, *Climacagraptus scolaris* His., *Pristiograptus conciumes* Low. Эффузивы играют подчиненную роль и присутствуют в виде покровов альбитизированных диабазов, диабазовых порфиритов и спилитов. Отличительной особенностью верхней толщи является присутствие конгломератов, туфопесчаников и туфобрекчий с обилием обломков нижележащих черных кремнистых сланцев.

В Миасском районе аналогом поляковской свиты является «нижняя подсвита вулканогенной свиты», по Е. А. Кузнецову и Т. И. Фроловой, сложенная преимущественно диабазами, диабазовыми порфиридами и известняками. Как видно из изложенного, породы поляковской свиты могут коррелироваться с отложениями сакмарской свиты.

Силурийские(?) отложения Восточно-Уральского антиклинория. Суундукская свита. В настоящем очерке рассматривается лишь южная часть Восточно-Уральского антиклинория, соответствующая в административном отношении восточным районам Оренбургской области. Уже отмечалась условность выделения здесь силурийских

образований, возраст которых в основном определяется по положению в разрезах (ниже девонских толщ), а также по сопоставлению со сходными в петрографическом отношении эффузивами Орского и Башкирского Урала.

В области Восточно-Уральского антиклинория в восточной части Кваркенского района к суундукской свите силура отнесены (Краснова и др., 1959) диабазы, диабазовые, роговообманковые и плагиоклазовые порфириты, туфы и туфобрекчии основного состава и кварцевые альбитофириты. Все эти породы прорваны гипабиссальными интрузиями габбро, сиенит-порфиров и многочисленными гидротермальными жилами кварца и кварцево-эпидотовых пород. Мощность свиты для Кваркенского района определяется примерно в 50—700 м, однако мощность эта условная, так как подошва свиты здесь не вскрыта, а верхняя часть трансгрессивно перекрыта терригенными отложениями нижнего карбона.

Полнее и лучше суундукская свита представлена в Адамовском районе, в среднем течении р. Суундука, где породы этой свиты слагают Ащebutакское поднятие и западное крыло Восточно-Уральского антиклинория. В сложении суундукской свиты принимают участие главным образом эффузивы основного состава, диабазы, диабазовые и плагиоклазовые порфириты, их туфы и туфобрекчии. При этом в нижней части свиты преобладают эффузивы, а в верхней — вулканокластические отложения.

Выше суундукской свиты обычно залегают пироксеновые порфириты, аналогичные порфиритам ирендыкской свиты. Таким образом, по положению в разрезах породы суундукской свиты можно коррелировать с вулканогенными образованиями поляковской свиты западного крыла Магнитогорского синклинория. Местами (в районе пос. Шубертау) отмечается трансгрессивное перекрытие отложений суундукской свиты палеонтологически охарактеризованными отложениями эйфельского яруса, иногда с угловым несогласием.

В Орско-Домбаровском районе силурийские отложения совместно с девонскими отложениями были выделены А. А. Петренко (1939) в киембаевскую свиту, представленную породами дибазо-спилитовой серии: диабазы, спилитами с шаровой отдельностью, диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами, иногда рассланцованными и метаморфизованными до зеленых сланцев. Основным эффузивом в верхних горизонтах подчинены прослой кремнистых сланцев и красных яшм с остатками радиолярий: *Staurosphaera* sp., *Spumellaria* sp., *Sphaeroidea* sp.

Отложения киембаевской свиты широко распространены в междуречье Домбаровка — Кошен-Сай и по р. Кумаку. Для верхних горизонтов свиты А. А. Петренко указывает среди диабазов наличие прослоев известняков с *Carinata arimapa* Eichw. Таким образом, возрастной диапазон «киембаевской свиты» колеблется от силура до низов девона. Мощность 800—1100 м.

В крайней юго-восточной части Адамовского района к силуру условно относят эффузивы спилито-кератофировой формации. Они залегают несогласно на нижнепалеозойских образованиях и слагают восточное крыло Кумакско-Котансинской синклинали. Местами они выполняют небольшие наложенные мульды в области развития докембрийских и нижнепалеозойских образований. Среди эффузивов, по данным В. Н. Красновой, (1956) преобладают диабазы и диабазовые порфириты, реже присутствуют спилиты, пирокластические породы основного состава и яшмы. Мощность условно выделенного силура примерно 1000 м.

Приведенный краткий обзор показывает, что по палеонтологической характеристике силурийские отложения восточного склона Башкирского и Орского Урала соответствуют лландоверскому, венлокскому и лудловскому ярусам. Они характеризуются значительным разнообразием состава от нормальных осадочных (углисто-глинисто-кремнистых сланцев, песчаников, известняков) до вулканогенных фаций включительно.

Раннесилурийская трансгрессия захватывает Магнитогорский прогиб и восточную часть Восточно-Уральского поднятия. Судя по развитию углистого, а иногда и терригенного материала, осадконакопление происходило в условиях неглубокого моря. Граптолитовые фации развиваются преимущественно в западной части Магнитогорского прогиба вблизи островных поднятий, существующих в зоне Урал-Тау. В более внутренних частях прогиба вулканизм развивается в виде излияний основных лав. Судя по наличию шаровых лав, спилитов и тесной связи эффузивов с кремнистыми радиоляриевыми и граптолитовыми сланцами, процессы вулканизма носили подводный характер. В раннелудловское время сохраняются морские условия и продолжают процессы вулканизма, с проявлениями которых связано образование вулканогенных толщ значительной части поляковской и сакмарской свит.

В краевых частях прогиба происходит рост рифогенных островов, где накапливаются преимущественно карбонатные отложения. В позднем лудлове проявляются тектонические движения и поднятия, которые обусловили локальный размыв и накопление туфогенных песчаников и туфогенных конгломератов.

С процессами вулканизма лудловского времени генетически связано образование некоторых колчеданных месторождений Южного Урала (Яман-Касы).

Перспективными в отношении поисков полезных ископаемых являются: 1) зоны рассланцевания и разрывных дислокаций в области развития поляковской свиты, к которым приурочены некоторые месторождения золота (Учалинский район); 2) разломы вдоль контактов гипербазитов и основных эффузивов (сакмарская свита) в области стыка зон с различным тектоническим режимом (медно-никель-кобальтовое оруденение, ивановский тип); 3) площади развития вулканогенных образований основного и кислого состава сакмарской свиты, отличающиеся сложным тектоническим строением.

Основные задачи дальнейшего изучения силурийских отложений сводятся к: 1) разрешению вопроса о верхней и нижней границах силура; 2) постановке специальных палеонтологических исследований с монографическим описанием всего комплекса силурийской фауны восточного склона Южного Урала; 3) детальному изучению стратотипов сакмарской и поляковской свит; 4) выяснению стратиграфического положения «баймак-буребаевской свиты»; 5) изучению силурийского вулканизма; 6) составлению палеогеографических и литолого-фациальных карт.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА. ОБЩИЙ ОБЗОР

Девонские отложения имеют широкое распространение в пределах Башкирии и Оренбургской области. Они образуют многочисленные естественные выходы на западном и восточном склонах Южного Урала. В Предуральском прогибе и в восточной части Русской платформы описываемой территории девонские отложения вскрыты на полную мощность многочисленными буровыми скважинами.

Наиболее широко развиты средне- и верхнедевонские отложения. Меньшее распространение имеют нижнедевонские отложения, присутствующие лишь в Восточной, Приурал-Тауской, зоне западного склона и на восточном склоне Южного Урала.

Значительная часть разреза девонских отложений описываемой территории представлена морскими карбонатными и терригенными образованиями платформенного типа, развитыми преимущественно на западном склоне Южного Урала и в платформенной части. Континентальные терригенные осадки среди описываемых отложений имеют неширокое распространение.

Различные вулканогенные и пирокластические образования большой мощности широко распространены на восточном склоне Южного Урала. Эти отложения геосинклинального типа содержат подчиненные прослои нормальных морских осадочных пород с редкой фауной, что затрудняет детальную стратификацию названных образований.

Девонские отложения Башкирии и Оренбургской области характеризуются разнообразными комплексами осадочных и вулканогенных отложений, состав и распространение которых свидетельствуют о неоднократных изменениях фациальной обстановки на протяжении девонского периода.

Среди нижнедевонских отложений выделяются следующие типы пород, сменяющие друг друга с запада на восток:

1. Рифогенные известняки, представляющие собой мелководные морские отложения. Они распространены в восточной части западного склона Южного Урала, в отдельных участках западного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория.

2. Глинисто-кремнистые сланцы с прослоями песчаников и реже известняков, содержащие в некоторых участках пачки эффузивных пород и туфов (бетринская свита). Эта свита залегает на восточном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория в районе Кракинского поднятия.

3. Эффузивные и разнообразные туфовые породы с резко подчиненными прослоями кремнистых пород и известняков, развитые на восточном склоне Южного Урала. Они представляют собой преимущественно продукты подводного вулканизма, протекавшего в мелководном морском бассейне. Мощность вулканогенных пород достигает 4500 м.

Для среднедевонских отложений описываемой территории характерно развитие разнообразных осадочных и вулканогенных пород. Карбонатные, карбонатно-терригенные и в меньшей степени терригенные отложения платформенного типа распространены на западном склоне Южного Урала и в платформенной части Башкирии и Оренбургской области. Вулканогенные породы большой мощности характерны для геосинклинальной области, располагающейся на восточном склоне Башкирского Урала.

Большинство среднедевонских отложений является относительно мелководными морскими образованиями. Однако часть терригенных отложений, как, например, ваяшкинские слои в некоторых разрезах западного склона, такатинские слои и местами чувовские, имеют континентальное или субконтинентальное происхождение.

В строении эйфельского яруса западной платформенной области принимают участие отложения следующих типов:

1. Морские карбонатные отложения, подавленные известняками, реже доломитизированными известняками, с подчиненными прослоями терригенных пород в отдельных стратиграфических горизонтах. Мощность отложений описанного типа колеблется от нескольких до 250 м в восточной зоне западного склона Южного Урала.

2. Морские карбонатно-терригенные мелководные отложения, представленные глинистыми известняками и переслаивающиеся с мергелями, глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Этими породами сложены ваяшкинские слои, а также кальцеоловые слои в западных разрезах западного склона и в платформенной части Башкирии. Мощность этих отложений колеблется от 60 до 80 м в платформенной части и до 140 м в восточных районах западного склона. В западных же районах последнего она иногда составляет всего несколько метров.

3. Терригенные отложения различного происхождения, представленные песчаниками, песчаниками с прослоями глинистых сланцев, алевролитами и аргиллитами. Песчаниками сложен весь разрез тактинских слоев западного склона Южного Урала, мощность которых здесь колеблется от 2—3 до 140—150 м. Смешанными песчано-глинистыми породами сложены ваяшкинские слои в некоторых разрезах западного склона Южного Урала и базальный горизонт эйфельского яруса во всей платформенной части Башкирии и Оренбургской области. Мощность этих отложений колеблется от 10—12 до 40 м.

Для живетского яруса западного склона Южного Урала и платформенной части Башкирии и Оренбургской области характерно развитие следующих пород:

1. Известняки хемогенные и органогенно-обломочные. Этими породами сложены афонинские слои на севере западного склона Южного Урала и чеславские — во всех районах их развития, а также верхние части воробьевского, ардатовского и муллинского горизонтов в платформенной части. Мощность пород колеблется от нескольких до 120 м.

2. Чередование известняков, мергелей, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. Этот комплекс пород характерен для афонинских слоев, которые являются, по-видимому, более глубоководными образованиями. Мощность этих отложений от 40—50 до 100—170 м. Они развиты на юге и севере западного склона Башкирского Урала и в юго-восточных районах платформенной части Башкирии.

3. Терригенные отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины) слагают чусовские слои на западном склоне Южного Урала и основную часть разрезов воробьевского, ардатовского и муллинского горизонтов в платформенной части. Подавляющее большинство этих пород имеет мелководное морское происхождение. Континентальными или субконтинентальными образованиями являются, по-видимому, чусовские слои в районе хр. Кара-Тау.

В среднедевонских отложениях восточного склона Южного Урала выделяются следующие типы пород:

1. Кремнистые отложения (яшмы, кремнистые сланцы, кремнистые туффиты), слагающие нижнюю часть среднедевонских отложений (бугулыгирский горизонт). Тесная ассоциация этих пород с известняками, содержащими фауну, позволяет считать их относительно мелководными морскими образованиями. Мощность этих отложений достигает 150 м.

2. Известняки, мергели, глинистые сланцы, песчаники, туфогенные песчаники, развитые местами в улутауской свите в северных районах восточного склона Башкирского Урала и в северо-восточной части Оренбургской области. Эти отложения имеют сравнительно неширокое распространение и небольшую мощность.

3. Туфогенные породы с подчиненными редкими линзами известняков. Эти морские геосинклинальные отложения составляют основную часть разреза улутауской свиты в западных и северо-западных частях

восточного склона Башкирского Урала и на востоке Оренбургской области. Мощность их достигает 800—900 м.

4. Эффузивные породы и вулканические брекчии, местами чередующиеся с туфами. Подобного рода отложения возникли в результате деятельности подводных вулканов центрального типа, существовавших в северных и центральных районах восточного склона Башкирского Урала. Мощность этих образований превышает 1000 м.

Верхнедевонские отложения описываемой территории, так же как и среднедевонские, характеризуются развитием разнообразных пород, имеющих главным образом морское происхождение. Лишь некоторая часть терригенных отложений небольшой мощности в отдельных участках западного склона Южного Урала имеет, вероятно, наземное происхождение.

Основными типами франских отложений Западной, платформенной области являются:

1. Морские карбонатные породы — известняки, доломитизированные известняки и доломиты, представленные различными типами от пелитоморфных до биоморфно-детритусовых и ракушечниковых разновидностей. Этими породами сложены саргаевские и доманиковые слои, а также верхние горизонты среднефранского и весь верхнефранский подъярус на западном склоне Южного Урала и в платформенной области. Мощность этих отложений достигает 600—700 м в южных и юго-восточных районах западного склона Южного Урала.

2. Морские карбонатно-терригенные отложения представлены известняками с прослоями глинистых сланцев, мергелей и кремней. Подобного типа породы слагают кыновские слои на западном склоне Южного Урала, а также саргаевские и доманиковые отложения в подавляющей части платформенной области Башкирии и Оренбургской области. Особое место среди пород этого типа занимают доманиковые слои, для которых характерна повышенная битуминозность и распространение кремней. Эти отложения являются относительно глубоководными образованиями. Мощность пород данного типа колеблется от 20—25 до 80—90 м.

3. Терригенные породы — песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины, содержащие иногда прослой сидерита, шамозита или бокситов. Этими мелководными морскими образованиями сложены нижние, большие по мощности части разрезов пашийских и кыновских горизонтов в платформенной области, а также пашийские и орловские слои на западном склоне Южного Урала. Суммарная мощность этих пород колеблется от 1,5—30 м на западном склоне Южного Урала и до 40—50 м на платформе. Граувакковые песчаники, глинистые и туфогенные сланцы слагают верхнюю часть франского яруса в ряде разрезов Приурал-Тауской зоны.

Для франских отложений восточного склона Южного Урала характерно распространение следующих типов пород:

1. Кремнистые породы (кремнистые сланцы). Они слагают нижнюю часть франского яруса (мукасовский горизонт) во многих участках восточного склона. Мощность этих пород колеблется от 100 до 160 м.

2. Известняки. Этими морскими отложениями в отдельных районах сложена значительная часть колтубанской свиты. Мощность их достигает 100 м.

3. Граувакковые песчаники и сланцы. Эти мелководные морские отложения составляют часть зилаирской свиты.

4. Туфогенные образования с подчиненными прослоями известняков, глинистых и кремнистых сланцев. Этими породами мощностью

до 500 м сложена нижняя часть франских отложений в северных районах восточного склона Башкирского Урала.

5. Эффузивы, туфы, реже вулканические брекчии иногда с подчиненными прослоями известняков, глинистых сланцев и алевролитов. Эти морские геосинклинальные образования составляют значительную часть колтубанской свиты во многих районах восточного склона. Мощность пород достигает 350 м.

В фаменских отложениях описываемой территории выделяются два основных типа отложений:

1. Известняки и доломитизированные известняки. Эти карбонатные морские образования слагают всю толщу фаменских отложений западной части западного склона и платформенной части Башкирии и Оренбургской области. Среди них в платформенной области встречаются линзы и прослои сульфатизированных доломитов и реже ангидритов, а на западном склоне Южного Урала — прослои кремней, кремнистых сланцев и кремнистых известняков. Мощность пород этого типа достигает 325 м.

2. Терригенные мелководные морские отложения — граувакковые песчаники и алевролиты, глинистые и туфогенные сланцы — слагают значительную часть зилаирской свиты в восточной части западного склона Южного Урала и на его восточном склоне, где в верхних горизонтах свиты отмечается присутствие глинисто-кремнистых и известково-глинистых сланцев. Мощность этих пород достигает 2000 м.

Особенности состава и распространения отдельных генетических типов девонских отложений описываемой территории обуславливались главным образом существованием в ее пределах трех основных геоструктурных областей — платформенной, полуплатформенной и геосинклинальной, испытавших в девонском периоде неоднократные воздымания и погружения. Преобладание отрицательных тектонических движений в Башкирии и Оренбургской области обусловило господство и широкое распространение среди девонских отложений морских фаций.

К девонским отложениям Башкирии и Оренбургской области приурочены многочисленные месторождения рудных, нерудных и горючих ископаемых, имеющих большое народнохозяйственное значение.

Отдельные месторождения медноколчеданных руд расположены на восточном склоне Южного Урала, где рудовмещающими породами служат вулканогенные образования верхней части нижнего девона и среднедевонские отложения (карамалыташская и улутауская свиты). Медноколчеданным рудам и связанным с ними «железным шляпам» сопутствует золото.

Руды осадочного происхождения — бокситы приурочены к терригенным орловским слоям верхнефранского подъяруса, развитым на севере западного склона Южного Урала, в бассейне р. Ая. На восточном склоне Южного Урала осадочные марганцевые руды содержатся в бугулыгирском горизонте.

К терригенным отложениям средней и нижней частей верхнего девона и в меньшей степени к карбонатным породам среднего и верхнего девона приурочены месторождения нефти Башкирии и Оренбургской области.

Нерудные ископаемые: известняки, песчаники, кровельные сланцы, широко развитые в отдельных горизонтах девонских отложений на западном склоне Южного Урала, могут быть использованы в качестве строительных материалов. Месторождения ценных поделочных кам-

ней — яшм, приуроченных к бугулыгырскому горизонту среднего девона, находятся на восточном склоне Южного Урала — в Учалинском, Абзелиловском и Орском районах.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА В ГРАНИЦАХ БАШКИРИИ

Если на востоке Башкирии (Южный Урал) девонские отложения обнажаются на поверхности, образуя естественные выходы пород в берегах рек и ручьев, пересекающих горные складки, то на западе — в предгорной и платформенной частях области они скрыты под каменноугольными, пермскими и более молодыми осадками и могут быть обнаружены лишь глубокими скважинами.

Впервые эти отложения были вскрыты бурением в 1939 г. в Туймазинском районе близ дер. Нарышевой (скв. 148), а полный разрез их пройден в 1940 г. у дер. Ардатовки (скв. 1/2) и описан В. А. Балаевым (1940). В том же году верхние горизонты девона были вскрыты в районе г. Стерлитамака (Тра-Тау, скв. 3/13), а более полный разрез его пройден в 1941 г. (Тра-Тау, скв. 4/13) и описан В. А. Балаевым (1946). В 1944 г. разрез девона, близкий к ардатовскому, был вскрыт на Туймазинской структуре (у дер. Нарышевой).

В результате разведочного бурения девонские отложения на территории Западной Башкирии оказались вскрытыми большим количеством скважин, что дало возможность хорошо изучить распространение, состав, строение и нефтеносность их в различных геологических регионах.

К настоящему времени девонские отложения известны в Предуральском прогибе (Иштуганово, Кинзебулатово, Салихово, Тра-Тау, Шах-Тау, Карлы, Красноуслыск, Воскресенск, Николаевка, Культюба), на моноклиналином склоне платформы (Федоровка, Стерлибашево, Васильевка, Сараево, Кайраклы, Кебячево, Давлеканово, Кировская, Ленинская, Каргалы, Языково, Чесноковка), на восточном склоне Татарского свода (Шкапово, Знаменка, Аксаково, Белебей, Стаханово, Туймазы, Серафимовка, Леонидовка, Балтаево, Копейкубово, Субханкулово, Шаран, Ардатовка, Бакалы, Дубровка, Чекмагуш и др.), в Бельском прогибе (Охлебинино, Шакша, Черкасы, Богородское, Старо-Петрово, Уржумово, Карабаево, Дюртюли, Бураево, Югомашево, Надеждино, Орьебаш, Арлан) и на Башкирском своде (Байкибашево, Караидель, Апрельво, Каирово, Тастуба, Нуриманово, Кушкуль и др.).

Первичные материалы по геологии и нефтеносности девона в указанных регионах изучались и обобщались геологами М. В. Мальцевым, В. А. Балаевым, К. Р. Тимергазиным, М. Ф. Микрюковым, А. Я. Виссарионовой, А. В. Пахомовой, А. А. Трофимуком, В. В. Ишерским, Н. И. Мешалкиным, И. П. Николаевым, Д. Ф. Шамовым, Ф. С. Куликовым, В. Н. Тихим, Е. Н. Петуховой, С. Г. Морозовым, Д. В. Постниковым, А. М. Гаррис, А. А. Аксеновым и др.

Для обоснования стратиграфического расчленения буровых разрезов девона использовались данные камерального и монографического изучения собранной в них фауны и флоры, проводившегося в разное время В. А. Балаевым, И. Д. Корженевским, М. Ф. Микрюковым, А. К. Крыловой, А. П. Тяжевой (брахиоподы), Е. П. Сошкиной и Б. С. Соколовым (кораллы), А. Я. Виссарионовой, О. А. Лапиной и Е. В. Быковой (фораминиферы), Е. Н. Поленовой, А. А. Рождественской, В. Ф. Логвиным (остракоды), Е. Ф. Чирковой-Залесской и В. Н. Тихим (растения), Е. В. Чибриковой и Н. Г. Пыховой (споры).

При этом учитывались также отдельные определения фауны, выполненные Б. П. Марковским, В. Н. Крестовниковым, Б. В. Наливкиным, В. Н. Рябининым, А. И. Ляшенко, Г. П. Ляшенко и др.

Девонские отложения в пределах Западной Башкирии залегают на значительной глубине, которая, как показывают данные бурения, увеличивается в юго-восточном направлении. Так, кровля их на склоне Татарского свода, отбиваемая в северной части на глубине 1125 м (Бакалы), к югу постепенно понижается до глубины 1240 м (Нарышево) и 1670 м (Шкапово). На моноклиналном склоне она определяется на глубинах от 1610 м (Языково), 1647 м (Кировская) до 1800 м (Мияки-Тамак), 2377 м (Стерлибашево) и 2632 м (Федоровка). В Бельском прогибе кровля девона залегают на глубинах от 1486 м (Орьебаш), 1613 м (Карабаево) до 1968 м (Черкаassy) и 2205 м (Охлебинино). На Башкирском своде она определяется на глубинах от 1396 м (Караидель) до 1540 м (Нуриманово), а в Предуральском прогибе — от 1937 м (Культюба) до 2312 м (Кинзебулатово).

На Туймазинской структуре в Копейкубово и Бакалах девонские отложения залегают на поверхности докембрийского кристаллического фундамента, а в более южных и восточных районах платформны и в Предуральском прогибе — на разных горизонтах верхнебавлинской осадочной серии. Верхние горизонты девона всюду покрываются отложениями турнейского яруса нижнего карбона.

Мощность девона в разных геологических регионах подвержена значительным колебаниям. Так, в Предуральском прогибе она изменяется от 150 м (Николаевка) до 260 м (Шах-Тау); на моноклиналном склоне платформы от 345 м (Елатминка) до 508 м (Федоровка), на склоне Татарского свода от 420 м (Балтаево) до 545 м (Бакалы); в Бельском прогибе от 330 м (Охлебинино) до 570 м (Орьебаш) и на Башкирском своде от 250 м (Нуриманово) до 350 м (Байкибашево).

В качестве основы для стратиграфического расчленения девона Западной Башкирии в настоящее время принята схема, разработанная коллективом геологов Волго-Уральской провинции для всей восточной части Русской платформы.

Согласно этой схеме, вскрытые в предгорной и платформенной частях Башкирии отложения девонской системы относятся к среднему и верхнему ее отделам. Мощные терригенные толщи ашинской и бавлинской осадочных серий, подстилающие средний девон и предположительно относившиеся ранее к нижнему девону, теперь на основании данных спорово-пыльцевого анализа (Чибрикова, 1954) и определения абсолютного возраста пород (Гаррис, 1956) рассматриваются как образования более древние — нижнекембрийские и верхнепротерозойские.

Средний и верхний отделы девона в соответствии с единой стратиграфической шкалой подразделяются на ярусы, подъярусы, зоны и горизонты. Наименования этих подразделений в основном отвечают номенклатуре, принятой для Волго-Уральской провинции и вошедшей в унифицированную схему стратиграфии Русской платформы и западного склона Урала.

СРЕДНИЙ ДЕВОН

В среднем девоне описываемой территории выделены эйфельский и живетский ярусы, причем сделана попытка уточнить объем и границы их на основании анализа видового состава брахиопод (по данным В. Н. Крестовникова, А. Н. Ходаевича, М. А. Ржонсницкой, М. Ф. Ми-

крюкова, А. И. Ляшенко), кораллов (по материалам Б. С. Соколова и Н. Я. Спасского), остракод (по материалам Е. Н. Поленовой, А. А. Рождественской) и растений (по данным Е. Ф. Чирковой-Залесской). В частности, эйфельский ярус в данной схеме выделяется в более широком объеме, чем в унифицированной схеме 1951 г., и верхняя граница его проводится в кровле горизонта с *Conchidiella baschkirica* (Veg n.), относившегося к живетскому ярусу, а объем последнего приводится в соответствии со стратотипом его в Западной Европе (зона *Agoniatites* и *Stringocephalus burtini*).

Эйфельский ярус подразделяется на два подъяруса: нижнейфельский, соответствующий биостратиграфической зоне *Gypidula ivdelensis* *Theodossia superba* *Leperdita möelleri*, и верхнейфельский, охарактеризованный фауной зоны *Anarcestes Stropheodonta uralensis*. Граница между подъярусами проводится в основании терригенной (яйвенской) пачки кальцеолового горизонта.

В Западной Башкирии к эйфельскому ярусу относятся базальная терригенная толща, содержащая немногочисленные остатки флоры и фаунистически охарактеризованные отложения кальцеолового и бийского горизонтов. Аналоги ваяшкинского и вязовского горизонтов Урала здесь не установлены.

Базальная толща эйфельского яруса распространена по всей юго-западной части области, до линии Культюба—Охлебинино—Каргалы—Чекмагуш—Бакалы, на которой происходит выклинивание слагающих ее пород. Она залегает на размытой поверхности верхнебавлинской осадочной серии или кристаллического фундамента и покрывается отложениями кальцеолового и бийского (?) горизонтов. Мощность толщи изменяется от 40 м до нуля, уменьшаясь с юга на север.

Наиболее полные разрезы базальной толщи вскрыты в Предуральском прогибе (Кинзебулатово, Салихово) и на моноклинальном склоне платформы (Федоровка, Стерлибашево). Изучение их показало, что данная толща сложена в нижней части серыми кварцевыми (с примесью полевых шпатов) неравнозернистыми гравийными песчаниками со следами оруденения в основании. В этих породах, по данным Е. В. Чибриковой, содержатся споры: *Archaeozonotriletes pusillus* Naum., *Retusotriletes tenerimedium* Tschibr., *R. simplex* Naum., *Lophotriletes mutillus* Tschibr., *L. takatinicus* Tschibr., *Hymenozonotriletes heteroradius* Tschibr., *H. endemicus* Tschibr., *H. impolitus* Tschibr.

В верхней части толщи преобладают зеленовато-серые кварцевые алевролиты с прослоями песчаника и темно-серые аргиллиты с *Psilophyton* cf. *Goldschmidti* Halle, *Hostimella hostimensis* P. et B. и мелкими спорами: *Leiotriletes devonicus* Naum., *L. pigmeus* Tschibr., *Acanthotriletes perpussillus* Naum., *A. parvispinosus* Naum., *Archaeozonotriletes ignoratus* Naum., *A. divellomedium* Tschibr., *A. polymorphus* Naum. var. *takatinicus* Tschibr., *Retusotriletes devonicus* Naum., *R. sterlibaschevensis* Tschibr., *R. frivolis* Tschibr., *Diatomozonotriletes devonicus* Naum., *Camarozonotriletes minutus* Naum. и др.

До последнего времени базальная толща относилась к нижнейфельскому подъярусу, так как по условиям залегания и сходству литологического состава она сопоставлялась с такатинскими отложениями Урала и описывалась под тем же названием.

Однако находка в верхней части толщи на Чесноковской площади большинства указанных видов спор с остракодами, характерными для кальцеолового горизонта Урала, ставит под сомнение правильность сопоставления данной толщи с такатинским горизонтом и дает осно-

вание для отнесения к верхнеэфельскому подъярису по крайней мере ее, верхней глинисто-алевритовой пачки и соответствующего последней базального пласта D_v, развитого на склоне Татарского свода.

Кальцеоловый горизонт к настоящему времени установлен в Предуральском прогибе (Кинзебулатово, Тра-Тау, Карлы, Воскресенка, Иштуганово, Культюба) и на моноклинальном склоне платформы (Стерлибашево, Елатминка, Чесноковка). Если же принять данные спорово-пыльцевого анализа, указывающие на принадлежность к этому горизонту песчаного пласта D_v, то площадь распространения его будет охватывать и весь восточный склон Татарского свода, от Шкапова до Бакалов.

Верхняя фаунистически охарактеризованная часть кальцеолового горизонта представлена темно-серыми аргиллитами, мергелями и органогенно-обломочными известняками, составляющими основание маркирующего слоя «нижнего известняка». Наиболее характерными ископаемыми, встречающимися в этих породах, являются кораллы: *Favosites (Pachyfavosites) markovskii* Sok., *Calceola sandalina* var. *acuminata* Mans., брахиоподы: *Uncinulus pilaeformis* Mikr., *Gypidula tschernyschevi* Mikr., *Nuguschella polita* Tjazh., *Athyris subconcentrica* Vern., *A. pelapayensis* Vern., трилобиты: *Paradechenella markovskii* Z. Max. и остракоды: *Aparchites auriculiferus* Rozhd., *Healdianella bassensis* Rozhd., *Bairdia scaphula* Rozhd., *B. crebra* Rozhd., *B. mucronata* Rozhd., *Bairdiocypris praepilatus* Pol., *Reversocypris pribyli* Rozhd., *Baschkirina sokolovi* Rozhd.

Мощность горизонта колеблется от 18 м до нуля, уменьшаясь в северном направлении.

Бийский горизонт широко развит в Предуральском прогибе, на моноклинальном склоне платформы, на восточном погружении Татарского свода и в южной части Бельского прогиба (Охлебинино). Он отсутствует в средней и северной частях Бельского прогиба (за исключением одного небольшого участка у дер. Надеждино) и на разбуренных площадях Башкирского свода. Отложения этого горизонта представлены преимущественно серыми органогенно-обломочными известняками с прослоями сульфатизированного доломита (Кинзебулатово, Салихово) и темно-серыми каолинизированными аргиллитами, которые местами замещаются глинистым алевролитом.

В известняках наиболее часто встречаются кораллы: *Favosites goldfussi* var. *uralensis* Sok., *Syringopora eifeliensis* Schlüt., *Tryplasma devoniana* Soshk., *Spongophyllum semiseptatum* Schl., брахиоподы: *Stropheodonta uralensis* Vern. *Chonetes plebeja* Schnur., *Conchidiella baschkirica* (Vern.), *C. pseudobaschkirica* (Tschern.), трилобиты: *Paradechenella tschernyschevi* Richt., остракоды: *Aparchitellina decorata* Pol., *Coeloenella testata* Pol., *Microcheilinella notabilis* Pol., *Bairdia navicula* Mart., *B. stictica* Krömm., *B. lepidocentri* Krömm., *B. cultrijugati* Krömm., *B. gerassimovi* Rozhd., *B. holuschurmensis* Pol., *Bairdiocypris biesenbachi* Krömm., *B. cordiformis* Rozhd., *Reversocypris pokornyi* Rozhd. и криноидеи: *Cupressocrinus rossicus* Antr.

В аргиллитах и алевролитах содержится своеобразный комплекс спор: *Lophotriletes minutissimus* Naum, var. *marginatus* Tschibr., *Camarozonotriletes minutus* Naum., *Diatomozonotriletes devonicus* Naum., *D. devonicus* Naum. var. *contractus* Tschibr., *D. devonicus* Naum. var. *asonatus* Tschibr., *D. (?) auritus* Tschibr, в котором встречаются виды, общие с видами кальцеолового горизонта: *Leiotriletes pigmeus* Tschibr., *Acanthotriletes perpusillus* Naum., *A. mutabilis* Phil., *Archaeozonotriletes subsidiarius* Tschibr., *Retusotriletes*

sterlibaschevensis var. *denticulatus* Tschibr., *Azonomonoletes monoplicatus* Tschibr. Мощность бийского горизонта в разных районах изменяется от 60 м до нуля, сокращаясь в северном направлении.

Граница между бийским и кальцеоловым горизонтами в восточных и центральных районах Западной Башкирии проходит в нижней части маркирующего слоя «нижнего известняка». Она устанавливается лишь по фауне и частью по спорам, но в большинстве разрезов не имеет четких литологических признаков и при отсутствии палеонтологических данных отбивается условно. Верхняя граница бийского горизонта или кровли эйфельского яруса проводится над глинистой (каолинитовой) пачкой или в основании песчаного пласта, охарактеризованного спорами живетского яруса.

Живетский ярус по составу пород и сохранившимся в них остаткам флоры и фауны, характерным для зон *Agoniatites* и *Stringocephalus burtini*, подразделяется на четыре горизонта: афонинский (инфрадоманик), воробьевский, ардаатовский и муллинский. Возможность расчленения его на два подъяруса по кровле афонинского горизонта, как это предложено В. Н. Тихим (1955), палеонтологически пока еще не обоснована.

Афонинский горизонт развит лишь в юго-восточных районах (Иштуганово, Федоровка), где он представлен толщей чередующихся серых органогенно-обломочных известняков с *Gypidula* cf. *brevirostris* Phill., *Atrypa bifidaeformis* Tschern., *Emanuella* sp. и темно-серых битуминозных глинистых сланцев с *Agoniatites*, *Crania obsoleta* Goldf., *Liorhynchus* cf. *Kellogi* Holz., *Paracyclas proavia* Goldf., *Buchiola misera* Holz., *Tentaculites* sp., *Styliolina* sp. мощностью от 25 до 15 м, уменьшающейся в западном направлении.

В других районах Западной Башкирии отложения афонинского горизонта не установлены, хотя не исключено, что аналогом их в разрезе Кинзебулатова, Стерлибашева, Сараева, Давлеканова является пачка темно-серых битуминозных аргиллитов с пеллециподами и птероподами, залегающая над «нижним известняком» и включаемая пока в состав бийского горизонта.

Воробьевский горизонт, сложенный терригенными и карбонатными породами, установлен по брахиоподам и спорам (Ляшенко, 1958; Чибрикова, 1959) в западных районах Башкирии (Шкапово, Стаханово, Туймазы, Васильевка, Ленинское, Дубровка). В составе его выделяются (снизу вверх): песчаный пласт D_{IV} с характерным воробьевским комплексом спор: *Archaeozonotriletes meonacanthus* Naum., *A. vorobjensis* Naum., *A. comptus* Naum. var. *explicatus* Tschibr., *Hymenozonotriletes subrusticus* Tschibr., *H. aberrans* Tschibr., «шкаповский известняк» с *Ilmenia vorobjensis* Ljasch., *Emanuella pseudopachyrhincha* Tschern. и глинистая пачка с *Chonetes vorobjensis* Ljasch. Мощность горизонта на Шкаповской структуре не превышает 12 м.

В других районах, особенно на севере и востоке области, как и в некоторых разрезах Туймазинской структуры, отложения воробьевского горизонта отсутствуют в результате размыва или еще не установлены. На моноклиналином склоне платформы (Васильевка, Ленинская) отсутствует лишь верхняя, глинистая пачка, хотя общая мощность горизонта увеличивается за счет развития его нижней части (Ленинская, скв. 8).

Старооскольский (ардаатовский) горизонт так же, как и воробьевский, сложен песчаниками и аргиллитами с прослоем известняка или

доломита в верхней части, но характеризуется иным комплексом флоры и фауны, близким к старооскольскому комплексу, развитому в центральных районах Русской платформы.

В составе этого горизонта различаются песчаные пласты D_{IV} и D_{III} содержащие остатки растений: *Psilophyton princeps* Daws., *Protopteridium hostimense* Крејсј, *Taenocrada* sp. и мелкие споры: *Acanthotriletes impolitus* Naum., *A. serratus* Naum., *Archaeozonotriletes extensus* Naum., *A. pustulatus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. visendus* Tschibr., *A. tenuispinosus* Kedo, *A. violabilis* Tschibr., *A. vulgatus* Naum., *A. decorus* Naum., *Lophozonotriletes scurrus* Naum., «средний известняк» с фауной кораллов: *Favosites tukmazaensis* Sok., *Thamnopora tumefacta* Lec. var. *densa* Sok., *Alveolites crassus* Lec., *A. multiperforatus* Salee, *Coenites flexibilis* Sok., брахиопод: *Uncinulus subcordiformis* Schnur., *Atrypa desquamata* Sow., *A. zonata* Schnur., *Stringocephalus burtini* Defr., трилобитов: *Dechenella romanovskii* Tschern., остракод: *Zaborovia obscura* Pol., *Pribylites unicostatus* Pol., *Dizygopleura clara* Pol., *Knoxiella accepta* Pol., *Marginia sculpta* Pol., *Cavellina accurata* Pol., *C. (Cavellinella) modesta* Rozhd., *Costatia posneri* Pol., *C. cavernosa* Pol., *Bairdia plicatula* Pol., *B. binodosa* Pol., *Samarella crassa* Pol. и мергельно-глинистая пачка с *Lingula miciformis* Mikr., *Lingulipora bavlensis* Mikr., *Buchiola misera* Holz., *Nucula aquisgranensis* Beush., *Agoniatites* sp., *Tentaculites* sp. и др.

Ардатовский горизонт распространен по всей Западной Башкирии, за исключением Башкирского свода (Байкибашево, Караидель, Тастуба, Нуриманово), где он выклинивается вместе с отложениями вышележащих муллинского и пашийского горизонтов. Мощность его колеблется от 40 м до нуля, уменьшаясь в восточном и северном направлениях.

Муллинский горизонт слагает самую верхнюю часть живетского яруса, которая до 1958 г. из-за недостаточной палеонтологической изученности ошибочно относилась к низам франского яруса. В составе его выделяются песчаный пласт D_{II}, глинисто-алевритовая пачка и «черный известняк», по кровле которого теперь проводится граница между средним и верхним отделами девона.

В нижней терригенной части горизонта сохранились остатки растений: *Hostimella hostimensis* P. et B., *Psilophyton princeps* Daws., *Ps. elegans* Daws., *Thyrsophyton uralicum* Zal., *Dawsonites arcuatus* Halle и мелкие споры: *Acanthotriletes tenuispinosus* Naum., *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. tamillii* Phil., *A. vulgatus* Naum., *A. decorus* Naum. Из фауны здесь найдены лишь единичные экземпляры: *Lingula caetra* Mikr. и *Estheria* sp.

В «черном известняке» встречаются кораллы: *Alveolites crassus* Lec., брахиоподы: *Lingula caetra* Mikr., *Atrypa zonata* Schnur., *A. bodini* Mans., *A. baschkirica* Mikr., *Stringocephalus burtini* Defr., остракоды: *Selebratina curta* Pol., *Uchtovia abundans* (Pok.), *U. dissimilis* Rozhd., *Cavellina (Cavellinella) resima* Rozhd., *Healdianella distincta* var. *elongata* Pol., *Microcheilinella givetica* Rozhd., *Menoetidina vachrameevi* Rozhd., *Bairdia affluens* Rozhd., *Bairdiocypris eifliensis* (Kegel), *B. plicatilis* Rozhd. и оогонии харовых водорослей — *Trochiliscus*.

Муллинский горизонт, так же как и ардатовский, распространен почти на всей территории Западной Башкирии, за исключением наиболее приподнятых участков Башкирского свода (Байкибашево, Караидель, Апелово, Каирово, Тастуба), где он полностью выпадает из раз-

реза вместе с нижними горизонтами франского яруса. На восточном склоне Татарского свода (Туймазы, Серафимовка, Субханкулово и др.) наблюдается размыв верхней части горизонта с образованием глинисто-шамозитового конгломерата в кровле «черного известняка». В северной части этого региона в Бельском прогибе «черный известняк» нередко замещается известковистым аргиллитом, а песчаники пласта D — чистыми или глинистыми алевролитами. Мощность горизонта изменяется от 45 м до нуля, сокращаясь с юга на север и с запада на восток.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Отложения верхнего девона, представленные терригенными и карбонатными породами, характеризуются значительными изменениями их мощности, которая колеблется от 110 м (Красноусольск, Николаевка) до 480 м (Ардатовка) и 530 м (Орьбаш). Этот отдел подразделяется на два яруса: франский и фаменский, которые в свою очередь расчленяются на подъярусы, зоны и горизонты.

Франский ярус расчленяется на три подъяруса: нижнефранский, среднефранский и верхнефранский.

К нижнефранскому подъярису относятся зоны *Koenenites nalivkini* и *Cyrtospirifer murchisonianus*, в которых выделяются два горизонта: пашийский и кыновский.

Пашийский горизонт в нижней части сложен кварцевыми песчаниками (пласты D₁ и D₀) и алевролитами с прослойками аргиллита, а в верхней — глинистыми органогенно-обломочными известняками («верхний известняк»). В песчаниках и алевролитах содержатся остатки растений: *Archaeopteris* aff. *fissilis* Schmalh., *Rhachiopteris* sp., *Bothrodendron kiltorkense* Haupt., *Helenia undata* Zal., *Thursophyton uralicum* Zal., *Taenioocrada gracile* Tschirk., *Schuguria ornata* Tschirki и споры: *Archaeozonotriletes fidus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. notatus* Naum., *Lophotriletes exiguus* Naum., *Lophozonotriletes concessus* Naum., *Hymenozonotriletes krestovnikovi* Naum. В аргиллитах и известняках встречаются брахиоподы: *Lingula punctata* Hall, *L. loewinnyi* Wen., *Schizophoria tulliensis* Van., *Atrypa pseudouralica* Mirk., *Ilmenia*(?) *tenuicosta* Mirk., пелециподы: *Modiomorpha paschia* B. Nal., филлоподы: *Estheria vulgaris* Litk., остракоды: *Microcoeloenella optata* Pol., *Gravia (Selebratina) tuimazensis* Pol., *Uchtovia polenovae* Eg., *Indivisia schigrovskiensis* Pol., *Cavellina devoniana* Eg. и др.

Пашийский горизонт распространен на всей территории Западной Башкирии, за исключением района Байкибашево — Караидель — Тас-туба (Башкирский свод), где он выпадает из разреза вместе с нижней частью кыновского горизонта. Мощность пашийского горизонта изменяется от 30 м до нуля, уменьшаясь с запада на восток.

Кыновский горизонт в наиболее полных разрезах нижнефранского подъяруса (Стаханово, Туймазы, Серафимовка, Арлан, Орьбаш) представлен пестроцветными аргиллитами с прослоями шамозита, сидерита, кварцевого песчаника (пласт D_k), алевролита и глинистого известняка с остатками растений и морской фауны.

В аргиллитах и алевролитах определены растения: *Aphylopteris krasnokamika* Tschirk., *Schuguria ornata* Tschirk., споры: *Archaeozonotriletes novus* Naum., *A. antiquus* Naum., *A. variabilis* Naum., *A. nalivkini* Naum., *Stenozonotriletes definitus* Naum., *Hymenozonotriletes krestovnikovi* Naum., пелециподы: *Aviculopecten ingriae* Vern.,

Pterochaenia fragilis Hall var. *plicata* B. Nal. и филлоподы: *Estheria vulgaris* Litk.

В известняках и мергелях встречаются преимущественно кораллы: *Megaphyllum paschiense* Soshk., брахиоподы: (*Schizophoria striatula* Schl.), *S. ivanovi* Tschern., *S. kremisi* Ljasch., *Striatopproductus karasikae* Ljasch., *Camarotoechia locusta* Mikr., *Hypothyridina praesemilukiana* Ljasch., *Atrypa tenuisulcata* Wen., *A. velikaja* Nal., *A. grossheimi* Ljasch., *A. naliivkini* Ljasch., *Cyrtospirifer purchisonianus* (Vern.), *Uchtospirifer naliivkini* Ljasch., *U. angulosus* Ljasch. и остракоды: *Microcoeloenella optata* Pol., *Hollinella bodylewskii* Rozhd., *Pseudonodellina strelniensis* Pol., *Uchtoviach polenovae* Eg., *Buregia egorovi* Pol., *B. zolensis* Pol., *Cavellina devoniana* Eg., *Healdianella inclinata* Pol., *Bairdia kynovensis* Rozhd., *Ornatella multiplex* Rozhd. Мощность кыновского горизонта изменяется от 32 м до нуля, уменьшаясь с запада на восток.

В среднефранском подъярусе выделяются саргаевский, доманиковский и мендымский горизонты, соответствующие по содержащимся в них ископаемым остаткам трем фаунистическим зонам.

Саргаевский горизонт (зоны *Timanites acutus*, *Ladogia meendorffi* и *Hypothyridina calva*) распространен на всей территории Западной Башкирии. Он сложен кристаллическими и пелитоморфными пиритизированными известняками, среди которых местами появляются прослой алевролита, черного битуминозного мергеля и аргиллита. В глинисто-алевролитовых разностях содержатся споры: *Archaeotriletes crassus* Naum., *A. capillatus* var. *minor* Naum., *A. naumovae* Puch., *A. incompletes* Naum., *A. pusillus* Naum.; в глинисто-карбонатных — брахиоподы: *Lingula subparallela* Sandb., *Chonetes setiger* Hall, *Ladogia simensis* Mark., *L. timanica* Mark., *Hypothyridina calva* Mark., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll, пелециподы: *Buchiola retrostriata* Buch., *Pterochaenia fragilis* Hall, цефалоподы: *Timanites acutus* Keys., *Tornoceras simplex* Keys., птероподы: *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Homotenus acutus* G. Ljasch. и остракоды: *Bairdia pseudomagna* St. et Hendr., *Entomozoe scabrosa* Pol., *Franklinella jaregae* Mart. Мощность саргаевского горизонта колеблется от 10 до 2 м, причем наибольшие значения ее отмечаются в пределах Башкирского свода (Караидель — Каирово) и в Бельском прогибе (Орьебаш — Бураево).

Доманиковский горизонт (зона *Gephyroceras ichtense* и *Cyrtospirifer disjunctus*) так же, как и саргаевский, пользуется широким распространением. Он сложен темно-серыми органогенно-обломочными известняками с прослоями доломита, черного глинистого битуминозного сланца и включениями кремня, пирита и сидерита. Из органических остатков в этих породах встречаются радиолярии: *Staurolonche davidi* Hinde, *Trilonche vetusta* Hinde, споры: *Retusotriletes puchovae* Naum., *Leiotriletes nigratus* Naum., *Lophotriletes semilucensis* Naum., *Archaeozonotriletes domanicus* Puch., *A. rugosus* Naum., *Lophozonotriletes grummosus* Naum., брахиоподы: *Lingula subparallela* Sandb., *Chonetes setiger* Hall, *Liorhynchus biplicatus* Nal., *L. megistanus* Le Hon., *L. pavlovi* Müfke., *Atrypa magnifica* Nal., *Eoreticularia pachyrhyncha* (Vern), пелециподы: *Buchiola retrostriata* Buch., *B. snjatkovi* Zam., *B. angolensis* Clarke., *Ontaria Tschernyschevi* Zam., цефалоподы: *Gephyroceras syzranicum* Holz., *Manticoceras ammon* Keys., *Tornoceras simplex* Keys., птероподы: *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Novakia petrovi* G. Ljasch., *Styliolina fissurella* Hall, *S. domanicense* G. Ljasch. и остракоды: *Entomozoe serratostrata* Sandb., *E. distincta* Pol.

Мощность горизонта изменяется от 42 до 15 м при общем увеличении ее в северном направлении. Местами (Балтаево, Субхангулово) она сокращается до 8 м, что связано с размывом верхней части горизонта.

Мендымский горизонт (зона *Manticoceras intumescens* и *Cyrtospirifer tenticulum*) тесно связан с подстилающим его доманиковым горизонтом постепенным переходом и общим литологическим сходством. Он развит на всей территории Западной Башкирии, за исключением района с. Балтаево, где уничтожен размывом вместе с верхней частью доманика.

Этот горизонт сложен буровато-серыми органогенно-обломочными глинистыми и доломитизированными известняками с прослоями глинистого битуминозного сланца, мергеля и доломита. В нижней части горизонта известняки имеют ложноконгломератовидную текстуру, обусловленную неравномерным распространением в них глинистого материала и доломита.

Наиболее распространенными ископаемыми в мендымском горизонте являются споры: *Archaeozonotriletes domanicus* Puch., *A. grumosus* Naum., пыльца: *Perisaccus medvedevae* Puch., *P. reticularis* Naum., водоросли: *Rectangulina tortuosa* (Antr.), *R. tenuis* (Antr.), кораллы: *Coenites variabilis* Sok., *Peneckiella simense* (Bill), брахиоподы: *Lingula ligea* Hall, *Chonetes baschkirisus* Ljasch., *Liorhynchus subreniformis* Schnur, *L. medioplicatus* Naal., *L. timanicus* Mark., *Anatrypa sikasa* Naal., *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.) и цефалоподы: *Manticoceras intumescens* Beug., *Beloceras multilobatum* Beug. Мощность горизонта в разных районах колеблется от 50 до 15 м.

Верхнефранский подъярус представлен толщей серых органогенно-обломочных глинистых и доломитизированных известняков с прослоями зеленовато-серого глинистого сланца и доломита. Известняки охарактеризованы фауной зон *Crickites expectatus* и *Theodossia anossofi*. Присутствие в этой фауне фораминифер: *Schuguria flabelliformis* Antr., *Geinitzina indigena* E. Вук., *Frondilina devexis* E. Вук., *Tikhinella measpis* E. Вук., кораллов: *Peneckiella minima* Roem. и брахиопод: *Schizophoria excisa* Schl., *Pugnax voroni* Naal., *Hypothyridina cuboides* Sow., *H. coronula* Drev., *H. incisiva* Roem., *Atrypa posturalica* Mark., *Cyrtospirifer conoideus* (Roem), *C. markovskii* Naal., *Theodossia evlenensis* Naal., *Th. katavensis* Naal., *Th. tanaica* Naal., *Pugnoides triaequalis* Goss. указывает на возможность выделения в Западной Башкирии аналогов аскынского, теодосиевого, барминского горизонтов Урала, воронежского и евлановско-ливенского горизонтов Центрального девонского поля. Однако из-за неполноты отбора керн из верхнефранской части разреза почти во всех пробуренных скважинах отбивка границ и корреляция указанных горизонтов в разных районах представляются пока затруднительными, и верхнефранский подъярус остается нерасчлененным.

Нижняя граница подъяруса отбивается по смене темноокрашенных глинистых известняков мендымского горизонта более светлыми известняками с *Hypothyridina cuboides* Sow., а верхняя — по исчезновению *Theodossia* или по контакту известняков с доломитами фаменского яруса. Мощности подъяруса подвержена резким колебаниям, изменяясь от 126 м (Тра-Тай) и 80 м (Аксаково — Стаханово) до 13—15 м (Красноульск, Культюба, Тастуба, Караидель,) что подтверждает данные о размыве его отложений на сводах древних структур.

Фаменский ярус. Отложения фаменского яруса и их фауна изучены сравнительно слабо из-за недостатка кернового материала. Наиболее полный отбор керн из них произведен на Кинзебулатовской,

Шиханской (Тра-Тау), Кебьячевской, Стерлибашевской, Федоровской, Шкаповской, Туймазинской и Ардатовской площадях, расположенных в юго-восточной и юго-западной частях области. В результате изучения этих разрезов фаменский ярус расчленен на два подъяруса, из которых нижний сопоставляется с отложениями зон *Cheiloceras*, *Liorhynchus polonicus* и *Cyrtospirifer archiaci* Урала и задонско-елецкого горизонта Центрального девонского поля, а верхний с отложениями зоны *Prolobites*, *Liorhynchus ursus* и зоны *Laevigites* Урала данково-лебедянского и озерско-хованского горизонтов центральных районов Русской платформы.

К нижнефаменскому подъярису в разрезах Стерлибашева, Шкапова, Туймазы и Ардатовки относятся толща сульфатизированных доломитов с прослоями известняков и остатками морской фауны. В разрезах Федоровки, Кебьячева, Карлов, Туймазы (скв. 17, 510) эта толща характеризуется преобладанием известняков над доломитами.

К числу наиболее распространенных в этой толще ископаемых форм относятся фораминиферы: *Parathuramina notata* Antr., брахиоподы: *Streptorhynchus devonicus* Orb., *Productella histricula* Sow., *Camarotoechia partridgeae* Whidb., *Pugnax pugnax* Mart., *Cyrtiopsis zilimensis* Nal., *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *C. calcaratus* (Sow.), *C. brodi* Wen. и остракоды: *Bairdia eleziana* Eg., *Famenella inconditis* Pol. Мощность подъяруса в разных районах колеблется от 15 м (Тра-Тау) до 190 м (Михайловка).

Верхнефаменский подъярус в тех же разрезах представлен толщей серых тонкозернистых доломитизированных известняков с прослоями сульфатизированного доломита. В этих породах сохранились немногочисленные остатки фораминифер: *Bisphaera elegans* Viss., *Septatourayella rauserae* Lip., *Endothyra communis* Raus., *E. kranica* Lip., *Quasiendothyra kobeitusana* Raus., брахиопод: *Chonetes hardrensis* Phill., *Productella herminae* Frech., *Chonetipustula lachrymosa* (Conr.), *Camarotoechia livonica* (Buch.), *Liorhynchus baschkiricus* Tschern., *Cyrtospirifer postarchiaci* Nal. и остракод: *Eridocochia socialis* (Eichw.), *Paraparchites* sp. Мощность подъяруса изменяется от 12 м (Салихово) до 134 м (Старо-Петрово).

С момента открытия Туймазинского нефтяного месторождения в Западной Башкирии основным объектом разведочного и эксплуатационного бурения на девон является нижняя часть его разреза, содержащая промышленные залежи нефти. Поэтому наиболее полно охарактеризованной керном, детально изученной и подробно расчлененной оказалась именно эта часть разреза, включающая терригенные и карбонатные отложения эйфельского, живетского и нижних горизонтов франского яруса и известная под названием терригенной толщи девона.

Основные подразделения этой толщи — базальный, кальцеоловый, бийский, афонинский, воробьевский, ардатовский, муллинский, пашийский и кыновский горизонты — расчленены на различные по литологическому составу и комплексу ископаемых животных и растений пачки и пласты, получившие особые наименования или индексы (табл. 6).

Определенное положение и последовательность этих пластов в разрезе толщи, распространение и выдержанность на большой территории и возможность уверенного распознавания на электрокаротажных диаграммах буровых скважин позволяют с успехом использовать их в поисково-разведочных работах в качестве местных маркирующих горизонтов.

Таблица 6

Схема расчленения терригенной толщи девона платформенной части Башкирской АССР

Ярус	Подъярус	Горизонты	Литологический состав, маркирующие и нефтеносные пласты	Мощность, м
Франский	Нижнефранский	Кыновский	„Верхний кыновский известняк“ Глинистая пачка „Средний кыновский известняк“ Песчаный пласт D _к	0—32
		Пашийский	„Верхний известняк“ Глинисто-алевритовая пачка Песчаный пласт D ₁ и D ₀ Перерыв	0—30
Живетский		Муллинский	Глинисто-алевролитовая пачка Черный известняк Песчаный пласт D _{II}	0—45
		Старооскольский (ардаатовский)	Глинисто-алевритовая пачка „Средний известняк“ Песчаный пласт D _{III} Глинистая пачка Песчаный пласт D _{IV}	0—40
		Воробьевский	Глинистая пачка „Шкаповский известняк“ Песчаный пласт D _{IV}	0—20
		Афонинский	Битуминозные известняки и глинистые сланцы	0—25
Эйфельский	Верхнеэйфельский	Бийский	Глинистая пачка „Нижний известняк“	0—60
		Кальцеоловый	Известняки, мергели, алевролиты и известковистые песчаники	0—18
		Базальный	Верхняя базальная пачка (песчаный пласт D _V)	0—40
	Нижнеэйфельский		Нижняя базальная пачка Перерыв	

Исследования терригенной толщи девона показали, что слагающие ее отложения характеризуются значительной фациальной изменчивостью, проявляющейся в степени полноты геологического разреза, в составе пород и содержащихся в них органических остатков, а также в мощности всей толщи и отдельных ее горизонтов. Установлена приуроченность различных фациальных типов разреза толщи к определенным тектоническим элементам области. В связи с этим территории Предуральяского прогиба, моноклиального склона платформы, Татарского свода (восточный склон), Бирской седловины и Башкирского свода, с точки зрения строения и состава развитой в их пределах неф-

теносной терригенной толщи девона, рассматриваются как соответствующие структурно-фациальные — зоны: Восточная, Центральная, Западная, Северная и Северо-Восточная (рис. 25).

Первые три зоны характеризуются относительно полным разрезом терригенной толщи, начинающимся с базального горизонта, и общим

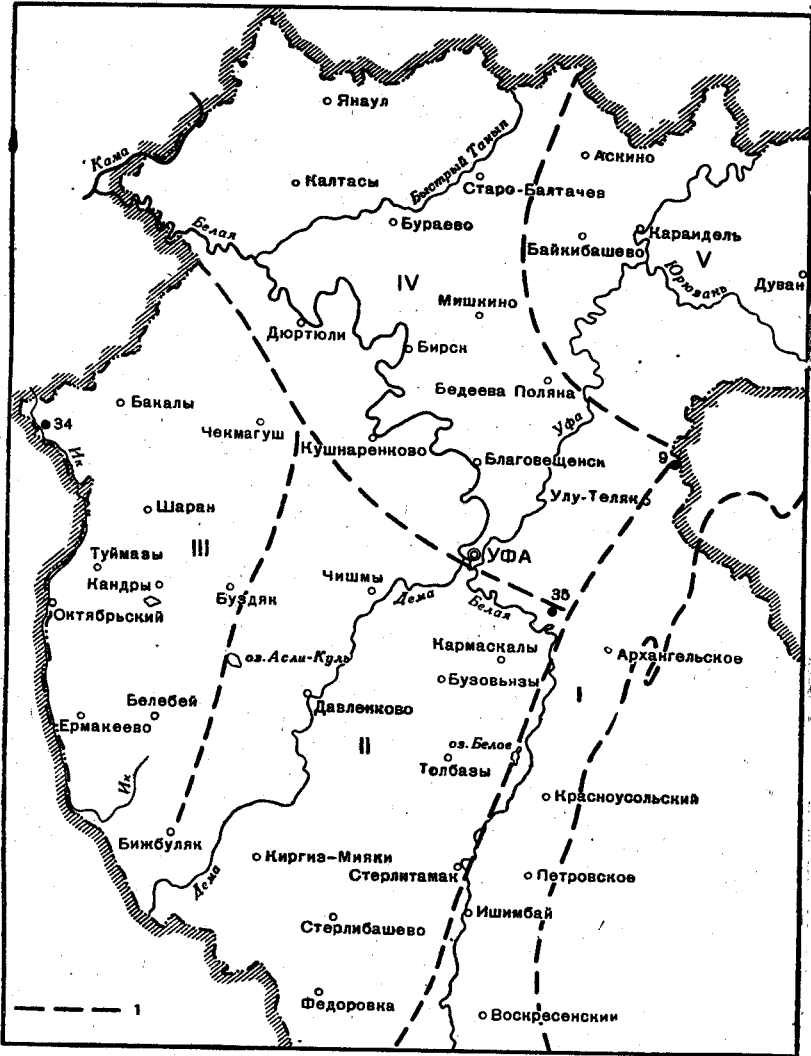


Рис. 25. Структурно-фациальные зоны развития девонских отложений Западной Башкирии

Зоны: I — Восточная; II — Центральная; III — Западная; IV — Северная; V — Северо-Восточная

направлением фациального изменения (уменьшения мощности отдельных горизонтов и замещения карбонатных пород терригенными). В то же время каждая из этих зон имеет свои характерные особенности, проявляющиеся в строении разреза, условиях залегания горизонтов, составе и нефтеносности слагающих их пород.

Так, например, Восточная зона, или Предуральский прогиб, характеризуется сравнительно небольшой мощностью среднедевонских и ниж-

нефранских отложений, которая изменяется здесь от 140 м (Кинзебулатово) до 17 м (Культюба), убывая с юга на север. Потенциально нефтеносные терригенные породы (кварцевые песчаники и алевролиты) в них имеют резко подчиненное значение среди карбонатных образований и в наиболее полных разрезах (Кинзебулатово, Тра-Тау, Карлы) составляют не более 30—35% к общей мощности толщи.

В Центральной зоне, соответствующей моноклиальному склону платформы, мощность терригенной толщи в разных разрезах колеблется от 193 м (Федоровка) до 96 м (Каргалы) и 80 м (Кебячево), сокращаясь в том же, северном, направлении. Кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты, развитые в базальном, бийском, воробьевском, ардатовском, муллинском, пашийском и кыновском горизонтах, составляют 30—40% суммарной мощности толщи. Нефтепроявления и промышленные скопления нефти, приуроченные к песчаным пластам, концентрируются лишь в пашийском (Каргалы) и кыновском (Давлеканово) горизонтах франского яруса.

Для Западной зоны, охватывающей восточный склон Татарского свода, где мощность терригенной толщи изменяется от 180 м (Знаменка, Шкапово) до 77 м (Чекмагуш), характерно значительное преобладание терригенных пород над карбонатными (55—75%). Интенсивные нефтепроявления и крупные залежи нефти здесь приурочены к песчаным пластам ардатовского (D_{IV}) D_{III} , муллинского (D_{II}), пашийского (D_I) и кыновского (D_K) горизонтов.

Северная зона, или Бирская седловина, характеризуется неполным разрезом терригенной толщи, начинающимся в различных районах ардатовским (старооскольским) или муллинским горизонтом. В зависимости от полноты разреза мощность его в этой зоне колеблется от 95 м (Орьешаш) до 24 м (Черкасы), постепенно убывая с северо-запада на юго-восток, а суммарная мощность терригенных пород составляет 75—85% от общей мощности толщи. Нефтепроявления и нефтяные залежи приурочены к песчаным пластам муллинского (Орьешаш, Старо-Петрово) и пашийского (Орьешаш, Югомашево) горизонтов.

В Северо-Восточной зоне, охватывающей Башкирский свод и его юго-западный склон, среднедевонские отложения отсутствуют, и терригенная толща начинается здесь пашийским или кыновским горизонтом. Суммарная мощность терригенных пород в этих двух горизонтах колеблется от 90% до нуля к их общей мощности, не превышающей 15 м (Кушкуль). Нефтепроявления и нефтяные залежи в данной зоне приурочены к песчаникам пашийского (D_I) и кыновского (D_K) горизонтов.

Приведенные общие закономерности строения терригенной толщи девона, основанные на стратиграфическом и фациальном анализе ее разрезов, учитываются при оценке перспектив нефтеносности и при подсчете геологических запасов девонской нефти в Башкирии.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ГРАНИЦАХ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

На Русской платформе в пределах Оренбургской области девонские отложения пройдены большим количеством скважин в Бугурусланском нефтепромысловом районе в пределах Большекинельского вала. Девон разбурен здесь в ряде структур, расположенных цепочкой с северо-запада на юго-восток. Это структуры: Бугурусланская, Краснояр-

ская, Заглядинская, Султангуловская, Тарханская и Ашировская. В конце 1957 г. девон был пройден также в Ефремово-Зыковской структуре, расположенной примерно в 40 км к востоку от Ашировской (рис. 26).

За пределами Большекинельского вала девон пройден опорной скважиной в Пилюгине. Самые верхние горизонты его вскрыты Бузу-

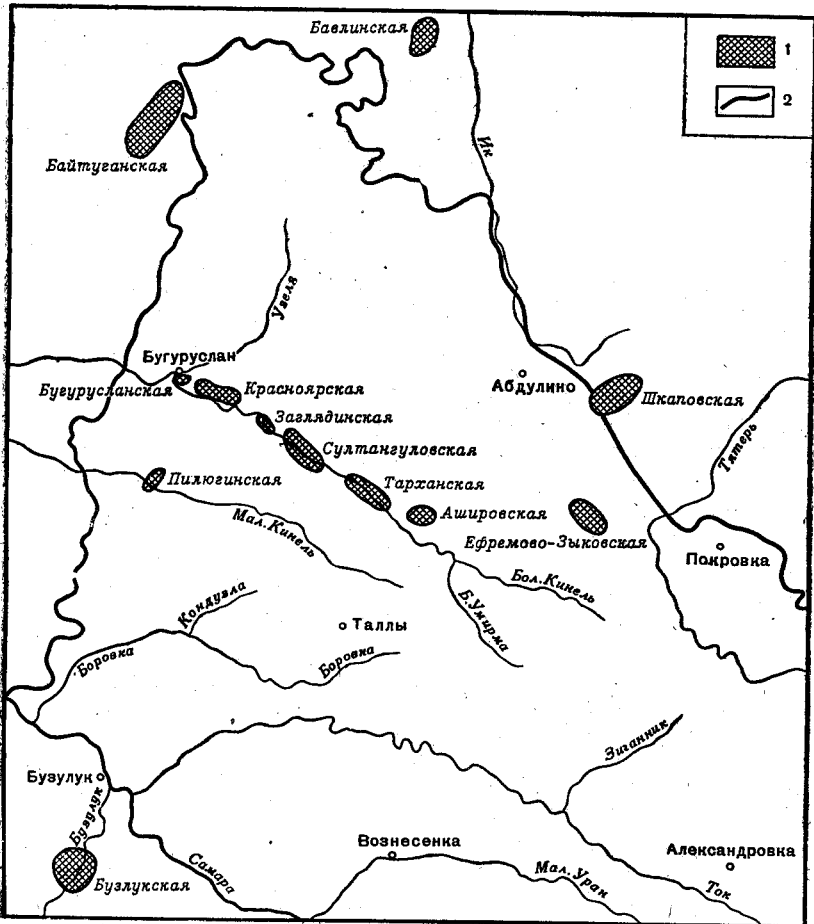


Рис. 26. Схематическая карта расположения структур северо-западной части Оренбургской области. В этих структурах вскрыт девон
1 — структуры; 2 — границы Оренбургской области

лукской опорной скважиной. Большое значение для познания стратиграфии девона имеет, в частности, Байтуганская опорная скважина, разрез которой принят за эталон для расчленения слабо охарактеризованных керном разрезов значительной части Заволжья.

Впервые в Оренбургской области девон был вскрыт в 1945 г. скважиной в Бугуруслане. Он изучался Ю. А. Кузнецовым, В. Н. Крестовниковым, К. Р. Чепиковым (1947) и др. Затем бурение на девон было приостановлено и начато вновь в пятидесятые годы. В 1953 г. девонские отложения были пересечены опорной скважиной в Пилюгине. Они были подробно изучены В. Н. Крестовниковым. Стратиграфия девон-

ских отложений, приуроченных к Красноярской, Султангуловской, а затем Заглядинской, Тарханской и другим структурам, систематически изучалась С. И. Новожиловой (1955), Л. З. Егоровой и др. Обобщение материалов дано в сводке В. Н. Тихого (1957).

Девонские отложения на рассматриваемой территории залегают на значительной глубине, которая увеличивается в южном и, вероятно, в юго-восточном направлениях. Так, в северо-западном углу области, судя по скважинам Байтугана и Бавлов, глубина их достигает порядка 1400—1500 м. В структурах Большекинельского вала эти отложения залегают на глубинах в пределах 1650—1800 м. В Пилюгине кровля девонских пород отбита на глубине 2670 м, а к югу от Бузулука — около 2900 м. Далее на юго-восток, в Сорочинске, скважина на глубине 3000 м не вышла из турнейских отложений.

В Большекинельском валу девонские отложения лежат на древних, по-видимому, неоднородных отложениях, обычно называемых бавлинскими и имеющими неодинаковую, местами очень большую мощность.

В районе Бугуруслана девонские образования лежат на мощной толще красно-бурых, реже серых рыхлых разнозернистых аркозовых песчаников с прослоями аргиллитов. В песчаниках содержится галька кварца и гранитоидов. Б. С. Соколов условно отнес эту толщу к валдайскому комплексу синийской системы. К западу от Бугуруслана в районе Похвистнева аналогичная толща вскрыта на глубину 600 м. В Пилюгине она отсутствует, и средний девон лежит непосредственно на гранитном фундаменте. Налегание девона на фундамент констатировано также в отдельных скважинах Байтуганской структуры. Прикрываются девонские толщи нижнетурнейскими породами карбона.

В северо-западной части Оренбургской области можно различить три типа разрезов девонских отложений: 1) байтуганский, характерный для северо-западных окраин области; 2) бугурусланский, к которому относятся все разрезы зоны Большекинельских дислокаций, и 3) пилюгинский тип разрезов зоны древней Камско-Кинельской впадины, к которому, вероятно, принадлежит также разрез Бузулука. (Рис. 27)

В основных чертах все эти разрезы сходны между собой, а также с разрезами Куйбышевского Заволжья и западной части Башкирии. По сравнению с последними рассматриваемые разрезы отличаются значительно большей мощностью и являются более полными в нижней живетской и особенно в верхней фаменской их частях. Общая мощность отложений достигает 800 м, а в Байтугане 880 м. В известном смысле исключение из указанной закономерности представляют разрезы пилюгинского типа, в которых вследствие глубокого размыва нижней части фаменского и верхов франского ярусов мощность девонских отложений уменьшается до 500 м.

Как и на западе Башкирии, нижняя часть разреза рассматриваемых образований, включающая живетский ярус и нижнефранский подъярус, представлена существенно терригенными породами. Однако карбонатных отложений открытого моря среди них значительно больше. Они слагают здесь пять или шесть пачек, мощность которых измеряется десятками метров. К северу, в сторону Шкапова и особенно в сторону Байтугана, содержание карбонатных пород заметно убывает. Уменьшается оно также и в сторону Пилюгина.

Верхней эйфельский подъярус. Мощность рассматриваемой карбонатно-терригенной толщи девона в Оренбургской области в отличие от Башкирии составляет примерно 200 м, в Байтугане — 240 м. Начинается она базальной пачкой серых кварцевых песчаников мощ-

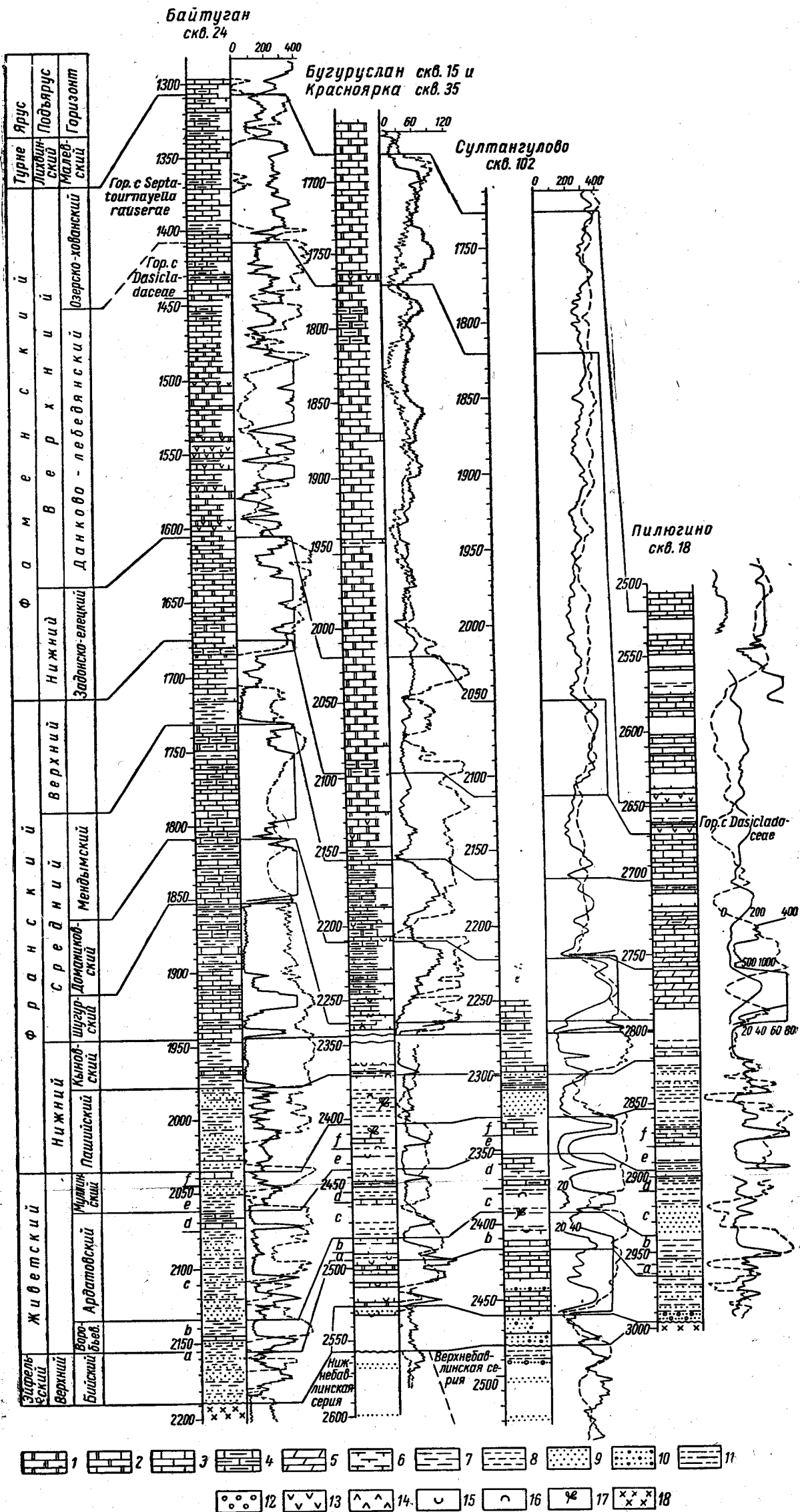


Рис. 27. Сопоставление разрезов девона северо-западной части Оренбургской области

1 — доломиты; 2 — доломитизированные известняки; 3 — известняки; 4 — известняки глинистые; 5 — мергели; 6 — глины известковые; 7 — глины (аргиллиты); 8 — алевролиты; 9 — песчаники мелко- и среднезернистые; 10 — песчаники разномерные; 11 — алевролиты глинистые; 12 — галька; 13 — ангидрит; 14 — гипс; 15 — фауна морская; 16 — фауна лагунная; 17 — флора (наземная); 18 — кристаллический фундамент

ностью 20—30 м, которая трансгрессивно ложится на бавлинские отложения либо на кристаллические породы. Эта палеонтологически не охарактеризованная пачка в юго-западной части Башкирии сопоставлялась с такатинским горизонтом эйфельского яруса Урала и обозначена индексом D_v . Больше оснований считать ее базальным горизонтом верхнеэйфельского подъяруса платформы, с которым она тесно связана.

Песчаники описываемой пачки рыхлые, светло-серые, кварцевые, с примесью полевых шпатов, местами с каолиновым цементом, преимущественно разнозернистые, с зернами до 5 мм, реже мелкозернистые. Среди песчаников, особенно в верхней части пачки, заключены прослои песчанистых глин.

Фаунистически охарактеризованные верхнеэйфельские отложения наиболее полно представлены в районе Большекинешельских дислокаций, где они сложены в основном известняками и достигают 40 м мощности. В Бугуруслане они начинаются пачкой чередования глин, разнозернистых песчаников с галькой кварца, алевролитов и глинистых известняков мощностью 13 м. Некоторые прослои глин переполнены остатками криноидей, тентакулитов, пелеципод и др. Выше следует 20-метровая пачка известняков и доломитов с прослоями глинистых пород. В ней встречаются чистые серые мелко- и среднекристаллические известняки с обильной фауной брахиопод, криноидей, кишечнополостных, остракод и тентакулитов. Встречаются обломочные известняки, заключающие окатанные зерна известняков, а также известняковые конгломераты. Известняки часто доломитизированы и переходят в среднекристаллические доломиты.

Из фауны в известняковой пачке определены: *Spirifer cf. robustus* var. *mesodevonica* Nal., *S. cf. superstes* Вагг., *Atrypa semiorbis* Вагг., *A. (Carinatina)* sp. (Чепиков и др., 1947).

В Красноярске и Султангулове известняковая толща налегает непосредственно на базальные песчаники. В основании ее определены: *Conchidiella* sp. и бийские остракоды: *Gravia spectabilis* Rozhd., *Microcheilinella notabilis* Pol., *M. affinis* Pol., *M. larionovae* Pol., *Coeloenella testata* Pol., *Bairdia holuschurmensis* Pol., *B. arcuata* Rozhd. В Султангулове толща известняков с бийской фауной, имеющая более 40 м, также содержит прослои глин, мергелей и доломитов. В средней ее части отмечены песчаник и углистый алевролит с остатками псилофитов. Известняки весьма разнообразны. В них часты криноидные прослои, прослои, изобилующие остатками кишечнополостных, глинисто-битуминозные примазки. Встречаются сидерит и пирит. В Байтугане и Пилюгине на месте описанной карбонатной пачки лежит пачка переслаивания глин, алевролитов и песчаников, в которой не во всех скважинах прослежен небольшой пласт известняка с остатками пелеципод и остракод, из которых в Байтугане определен: *Aparchites aff. monocornis* L. Eg., близкий к форме морсовских слоев. Мощность пачки 20—25 м. Она относится к бийскому горизонту верхнеэйфельского подъяруса.

Живетский ярус. В живетском ярусе отчетливо различаются три крупных седиментационных цикла (воробьевский, ардатовский и муллинский горизонты), каждый из которых начинается песчаниками и заканчивается глинисто-карбонатными породами. В этом отношении разрез близко напоминает Шкаповский разрез Башкирии. В разрезах, расположенных далее на север и на восток от Шкапова, нижний цикл (воробьевский горизонт) очень слабо выражен: маломощен либо отсутствует. Нижняя песчано-глинистая и верхняя глинисто-карбонат-

ная пачки каждого цикла условно рассматриваются как стратиграфические подгоризонты. Всего выделено шесть пачек — подгоризонтов, обозначенных буквенными индексами от «а» до «f» (Тихий, 1948, 1953) (табл. 7).

Таблица 7

**Корреляционная схема стратиграфических подразделений
терригенно-карбонатной толщи девона**

	Стратиграфические подразделения северо-западной части Оренбургской области	Литологические комплексы промышленных районов Западной Башкирии
Нижне- франский подъярус	Пашийский горизонт	Песчаник D _I
Живетский ярус	Подгоризонт „f“	„Черный известняк“
	Подгоризонт „e“	Песчаник D _{II}
	Подгоризонт „d“	„Средний известняк“
	Подгоризонт „с“	Песчаники D _{III} и D _{IV}
	Подгоризонт „b“	„Шкаповский известняк“
	Подгоризонт „a“	Песчаник D _{IV}
Верхне- эйфельский подъярус	Глинисто-карбонатная пачка	Нижний известняк
	Базальные песчаники	Песчаник D _V

Пачки «а», «с» и «е» сложены прибрежными лагунно-озерными песчано-глинистыми отложениями, а пачки «b», «d» и «f» — морскими глинисто-карбонатными отложениями. Будучи элементами циклов, эти пачки в различных частях рассматриваемой территории частично замещают одна другую. В Байтугане подгоризонты прибрежных отложений, лишенных морской фауны, составляют более 2/3 разреза. Самый мощный из них — подгоризонт «с» — достигает 60 м мощности. Содержание известняков в разрезе не превышает 6—8%. В южном направлении подгоризонты морских глинисто-карбонатных отложений значительно увеличиваются в мощности за счет подгоризонтов песчано-глинистых пород, которые не превышают половины разреза. Содержание карбонатных пород увеличивается примерно вдвое. В районах Большеки-нельского вала при этом резко сокращается содержание в разрезе песчаников, которые уступают место алевролитам. В Пилюгине количество песчаников вновь несколько возрастает.

Цикличность осадконакопления наиболее отчетливо выражена в Байтугане. В основании каждого цикла прослеживается размыв, которым частично или полностью уничтожены отложения регрессивной фазы предшествовавшего цикла. Снизу вверх во всех разрезах наблюдается уменьшение размеров кластического материала осадков от гру-

бых зерен и мелкой гальки в основании первого цикла в Байтугане и Пилюгине до алевроита в третьем цикле.

Подгоризонт «а» живетского яруса в Байтугане достигает 19 м, а в более южных районах измеряется несколькими метрами. Он сложен разнородными косослойчатыми песчаниками, переходящими в гравелиты с подчиненными прослоями глинистых алевролитов и глин, в верхних горизонтах заключающих остатки остракод и пелеципод. В Красноярске этот горизонт в керне отмечен алевролитом, а на каротажных диаграммах — депрессией ПС.

Подгоризонт «b» имеет мощность от 13 до 23 м. Он начинается пачкой известняков и мергелей, местами переходящих в доломиты. В южных районах рассматриваемой территории эта пачка достигает 10 м мощности. Выше следуют глины серые, зеленовато-серые и темно-серые битуминозные с прослоями мергелей. Карбонатные породы заключают обильную фауну: *Alveolites suborbicularia* Lam, *Chonetes* cf. *coronata* Conr., *Emanuella pseudopachyrincha* Tsch., *Costatia posneri* Pol., *C. cavernosa* Pol., *Bairdiocypris vastus* Pol. и др. В Байтугане карбонатные прослои и фауна вверх по разрезу исчезают, появляются алевролитовый материал и остатки наземных растений.

Подгоризонт «с» увеличивается в мощности от 15 м в районах Большекинского вала до 25 м в Пилюгине и до 50 м в Байтугане. Он обычно начинается песчаниками, которые выше переслаиваются с глинистыми алевролитами и глинами. Эти песчано-алевролитовые пласты соответствуют песчаникам D_{IV} и D_{III} Туймазинского района. Нижний большой пласт в Байтугане достигает 30 м, а в Пилюгине — 18 м мощности. Песчаники светло-серые, неслоистые, довольно рыхлые (пористость их 15—18%), мелкозернистые, переходящие в алевролиты, реже среднезернистые. В верхней пачке наряду с песчаниками широко распространены глинистые алевролиты с тонкой неправильной слоистостью. Они имеют неоднородную окраску, серую, буровато-серую и коричневую, связанную с наличием в них окисленного сидерита. Встречаются сидеритовые прослои с ооидами шамозита. В алевролитах и глинах обычны углистый детрит, встречаются крупные остатки растений раковины лингул.

Подгоризонт «d» мощностью 20—35 м начинается пачкой глин с характерной желтовато-зеленой окраской, на которой лежит слой известняка от 3 до 6 м мощности, хорошо выраженный на каротажных диаграммах и известный под названием «средний известняк». Известняки глинистые, переходящие в мергели, пиритизированные и алевролитовые, а также зернистые органогенно-обломочные. Местами известняки сильно доломитизированы. Выше следует чередование глин, мергелей и глинистых известняков. Содержание последних увеличивается к югу.

В карбонатных породах и глинах содержится фауна: *Chonetes* cf. *coronata* Conr., *Chonetipustula* aff. *petini* Nak., *Eoreficularia aviceps* Keys., *Atrypa desquamata* Sow., *Buchiola misera* Holz., *Styliollina baituganicus* Ljasch., *Costatia* ex gr. *cavernosa* Pol., *Dechenella romanovskii* Tsch.

Отложения, относимые к *подгоризонту «e»*, представлены тонкослойчатыми глинистыми алевролитами и алевролитовыми песчаниками, сходными с песчаниками верхней части подгоризонта «с». В них также изобилуют остатки растений, сидерит, часты ходы илоедов. Песчаники местами пропитаны нефтью.

В верхней половине этой пачки (в *подгоризонте «f»*) увеличивается глинистость пород, появляются пласты глин и до трех прослоев глинистых известняков с сидеритами, с остатками растений и живот-

ных, из которых определены: *Favosites* ex gr. *servicornis* Blein., *Productella* ex gr. *subaculeata* var. *mesodevonica* Nal., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl.

Общая мощность живетского яруса в районах Большекинельского вала 85—95 м, в Пилюгене 122 м, в Байтугане 132 м.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Стратиграфия верхнего девона рассматриваемой части Оренбургской области сходна со стратиграфией Юго-Западной Башкирии.

Франский ярус. К пашийскому горизонту относится следующий седиментационный цикл генетически единой карбонатно-терригенной толщи, заканчивающейся известняком с морской фауной.

Мощность пашийского горизонта с севера на юг уменьшается от 56 м в Байтугане до 24 м в Пилюгене. Он обычно начинается алевритовыми песчаниками и алевролитами, которые соответствуют песчаному пласту D₁ Туймазы. Эти породы постепенно сменяются переслаиванием более глинистых алевролитов, алевропесчаников и глин, среди которых в верхней части отмечаются тонкие прослой мергелей, известняков и доломитов. Известняки глинистые, мергелевидные, реже значительно перекристаллизованные, заключающие остатки брахиопод, птеропод, криноидей, остракод и др. К северу от Байтугана карбонатные прослой совершенно исчезают. К югу же, наоборот, мощности их увеличиваются, а содержание песчаников сокращается вследствие замещения их алевролитами.

Кыновский горизонт с севера на юг уменьшается в мощности от 35 до 20 м. Он начинается пачкой глин с прослоями известняков, доломитов, глинистых сидеритов и алевролитов. В ней встречены: *Cyrtospirifer murchisoniaanus* (Vern.), *Aviculopecten* sp. и *Estheria* aff. *excentrica* Lutk. Глины серые, зеленовато-серые и коричневые, лептохлоритовые с ооидами алшалузита. В карбонатных породах в Байтугане определены: *Atrypa douvillei* Mans., *Ilmenia subumbona* Hall и комплекс спор, по С. Н. Наумовой характерный для кыновского горизонта.

Шугуровский (саргаевский) горизонт в западной части Байтуганской структуры достигает 90 м мощности. К востоку и югу от нее мощность этого горизонта резко сокращается, по-видимому, за счет выпадения верхней его части. В восточных скважинах Байтугана он уменьшается до 12 м, в районе Бугуруслана — до 8 м, в Пилюгене — до 4 м.

Шугуровский горизонт сложен более или менее глинистыми известняками, мергелями и известковистыми глинами, преимущественно темно-серыми в различной степени битуминозными. Породы, в общем, однотипны и связаны между собой постепенным переходом. Содержание битумов в породах, как и их глинистость, варьирует в широких пределах. Наряду с черными битуминозными сланцами, воспламеняющимися от спички и горящими желтым коптящим пламенем, в которых содержание органического вещества достигает более 10%, встречаются серые глины и известняки без всяких внешних признаков битуминозности. Известняки нередко доломитизированы. Битум содержится в них в рассеянном состоянии и выполняет полости раковин, поры и капиллярные трещинки в породах.

Отложения богаты фауной, среди которой характерны пелагические организмы, птероподы, птерохении, ортоцератиды, филлокариды, гониатиты, рыбы; часто встречаются бухиолы, а из брахиопод — лингулы и лиоринхи. В Байтугане в нижней части толщи распространен

комплекс спор, переходный от нижнешигровского к псковско-чудовскому, а в верхней — псковско-чудовский комплекс. Руководящая фауна не обнаружена.

Доманиковский горизонт имеет мощность от 30 до 50 м. Как и в Башкирии, он сложен темно-серыми прослоями, почти черными, битуминозными породами: известняками и глинистыми известняками с прослоями глинистых сланцев и кремня. Содержание органического вещества в глинистых породах доходит до 30%. Все породы имеют запах нефти. Характерны конгломератовидные конкреционные известняки, содержащие крупные включения серого небитуминозного известняка иного состава, чем вмещающая масса породы. Одни включения имеют четкие, другие — расплывчатые очертания. Из фауны важнейшее породообразующее значение имеют птероподы, переполняющие некоторые пласты. Широко распространены бухиолы, бактриты, онтарии, лиоринхи и др. В Байтугане определены: *Styliolina baituganica* G. Ljasch., *S. devoniana* G. Ljasch., *S. domanicense* G. Ljasch., *S. nucleata* Катр., *Tentaculites krestovnikovi* G. Ljasch., *Manticoceras bacclundi* Holz., *M. ex gr. nodulosus* W d k d., *Tornoceras ambylobus* Sandb. и др. В Бугуруслане указываются: *Cyrtina demarllii* Bouch., *Gypidula* cf. *biplicata* Sch pur и др.

Мендымский горизонт имеет мощность от 50 до 80 м. Он также представлен преимущественно темно-серыми битуминозными, в частности птероподовыми, известняками, сходными с доманиковыми. Известняки нередко доломитизированы и имеют конкреционное строение. Они заключают прослой глины и кремня, но битуминозность этих пород, в общем, меньше, чем в доманике. Часто встречаются пласты небитуминозных пород. Битуминозность заметно уменьшается вверх по разрезу. В верхней половине толщи в известняках появляются алевритовые зерна кварца.

В Байтугане в нижней половине горизонта среди фауны доманикового типа появляются гониатиты: *Manticoceras intumescens* Beug., *M. menneri* G. Ljasch., *M. affinis* Stein, водоросли: *Rectangulina tortuosa* (Aptr.) и фораминиферы: *Tikhinella* ex gr. *multiformis* (Lip.) и др. В верхней половине мендымского горизонта Байтугана исчезают птероподы, бухиолы и гониатиты, появляются: *Liorhynchus lentiformis* Gur., *L. mesacostalia* Hall, *Pugnax rigauxi* Mark., *Adolfia* cf. *multifida* Scup., *Cyrtospirifer* cf. *jeremejevi* Tsch. и ряд других форм. В Бугуруслане в мендымском горизонте в пластах небитуминозных пород встречены: *Theodossia* ex gr. *anossofi* Veep., которые в других районах в этих отложениях не отмечались.

Аскынский горизонт имеет мощность в районе Большекинельского вала 50—60 м, в Байтугане 75 м. В Пилюгине вследствие древнего размыва она уменьшается до 30 м. Представлен этот горизонт серыми, большей частью слабо перекристаллизованными известняками, прослоенными темно-серым глинисто-битуминозным материалом по неровным бугристым поверхностям наслоения, по которым нередко намечается образование стилолитовых швов. В Бугуруслане и Пилюгине встречаются пласты темно-серых и почти черных зернистых известняков доманикового типа и прослой черных мергелей, не отмеченные в Байтугане. В последнем разрезе распространены сгустковые известняки с известняковой галькой. В Пилюгине известняки значительно окремнены. Нередки пятнисто доломитизированные и неравномерно окремненные известняки. В них появляется ангидрит. Глинистость пород значительно уменьшается. Фауна, в общем, становится беднее. Встречаются: *Pugnax rigauxi* Mark., *P. acuminata* var. *punctata* Mark., *Cyrtospirifer* ex gr. *jeremejevi* Tsch., *Athyris globosa* var.

costata Ljasch. Фораминиферы, наоборот, становятся разнообразнее. Отмечается обилие паратураммин, вицинисфер, архесфер и др.

Фаменский ярус представлен разрезами двух типов. Первый, развитый на большей части рассматриваемой территории, отличается полнотой и развитием отложений, характерных для юго-востока Русской платформы. Второй тип характерен для Камско-Кинельской впадины, протягивающейся полосой через восточную часть Куйбышевской и смежные районы Оренбургской области. Он представлен в Пилюгине и, по-видимому, в Бузулуке. В разрезах первого типа мощность пород фаменского яруса колеблется от 360 до 415 м. Наиболее полно этот ярус изучен по опорной скважине в Байтугане, где в нем различаются три части. Нижние 65 м известняков содержат нижнефаменскую фауну с *Plicatifera mugodjarica* Nach., *Cyrtospirifer archiaci* Verp. и др. Известняки серые и коричневато-серые с глинистыми примазками, сходные с верхнефранскими. Преобладают сгустковые и сферовые известняки неоднородного состава, изобилующие раковинами фораминифер. В верхней части толщи увеличивается доломитизация известняков, и в них появляются включения ангидрита. Эта часть разреза условно относится к нижнефаменскому подъярису.

К верхнефаменскому подъярису по аналогии с другими разрезами Русской платформы в Байтугане относятся две толщи. Нижняя (мощностью около 120 м) сложена доломитами с включениями и прослоями ангидрита. Доломиты серые и светло-серые прослоями рыхлые пористые, прослоями твердые, плотные, кристаллически-зернистые, неоднородно перекристаллизованные. В отдельных прослоях отмечена бедная фауна фораминифер — вицинисфер, бифер и архесфер. Верхняя толща мощностью около 180 м сложена известняками внизу серыми, а затем преимущественно светло-серыми, чистыми тонкозернистыми и неравномерно перекристаллизованными. Преобладают сгустковые и сферовые известняки с обильной фауной фораминифер. В. Н. Крестовников в этой толще выделяет три горизонта:

1. Горизонт с водорослями *Dasycladaceae* мощностью 30 м заключает пласты доломитов и обильную своеобразную фауну сферических фораминифер, для которой характерна: *Parathuramina baituganensis* Reith.

2. Горизонт с *Endothyra communis* Raus. мощностью около 100 м характеризуется некоторым обновлением фауны фораминифер, в частности появлением эндотир: *Endothyra* ex gr. *communis* Raus., *Quasiendothyra* cf. *mirabilis* Raus. Появляются: *Septatourayella* sp., *Schucharella* sp., *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch., *Elytha* sp., *Astarte socialis* Eichw.

3. Горизонт с *Endothyra communis* Raus. мощностью 20 м отличается разнообразием эндотир и появлением *Plicatifera* ex gr. *fallax* (Pand.), *Lamellispirifer tylothyriiformis* Kret. Кагр. и др.

Кровля фаменского яруса отбивается по появлению скоплений: *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. irregularis* Bir. и др. Толща доломитов и горизонт с *Dasycladaceae*, по-видимому, соответствуют данково-лебединскому горизонту, а горизонты с *Septatourayella* и *Endothyra communis* — озерско-хованскому горизонту Волго-Уральской области.

Разрезы фаменского яруса Большекинельского вала слабо изучены. По-видимому, они близки к байтуганскому и сложены преимущественно светло-серыми известняками, в частности обломочными и криноидными. К последним приурочена нефтяная залежь. Известнякам подчинены пласты доломитов.

В Пилюгине мощность фаменского яруса определяется в 148 м. Он представлен известняками, преимущественно темно-серыми битуминоз-

ными, более или менее окремненными, нередко глинистыми и доломитизированными, с бедной и своеобразной фауной. В основании яруса, на аскынском горизонте лежит 20-метровая пачка известняков с *Dasi-cladaceae*, синхронная байтуганской. Таким образом, в Пилюгине-фаменский ярус, по-видимому, начинается верхами данково-лебединского горизонта.

Выше, в толще известняков мощностью 120 м встречены: *Endothyra communis* R., *E. primaeva* R., *E. bella* Chern., *Septatourayella rauserae* Lip., *Liorhynchus baschkiricus* Tschern., *Schuchertella matyrica* Na l., *Posidonomya venusta* Mü nst. и др. Эта толща может быть сопоставлена с озерско-хованским горизонтом других районов За-волжья, который некоторые геологи склонны относить к зоне этрен. На нее налегает еще более мощная толща кремнистых битуминозных известняков со спикулами губок и радиоляриями, относимая к лихвинскому подъярсу турне. Эта толща пройдена также скважиной в Бузулуке, которая, по-видимому, вскрыла аналоги озерско-хованского горизонта, представленные теми же фациями, что и в Пилюгине.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРЕДОВЫХ ХРЕБТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА

В области передовых хребтов западного склона Южного Урала девонские отложения имеют широкое распространение. Первые (первая и начало второй половины XIX века) сведения о них имеются в работах Мурчисона, Вернейля, Кейзерлинга, Грюнвальдта, Меглицкого, Антипова, Карпинского, в которых приводится краткая характеристика этих отложений, а иногда и описание фауны.

Более подробное освещение девонских отложений имеется в работах, относящихся к периоду от конца XIX века и до Великой Октябрьской революции. В этот период наиболее полно они были освещены в монографии Ф. Н. Чернышева, который впервые дал схему расчленения девона и привел полное описание большого комплекса фауны этих отложений.

После Великой Октябрьской революции начались планомерные геологические съемки, поиски и разведка полезных ископаемых. К исследованиям этого периода относятся работы Д. И. Яковлева (1926), О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой (1933), В. Н. Рябинина и Н. Д. Дорофеева (1932), А. А. Блохина (1932), А. П. Блудорова (1932), А. М. Петрова (1930), Б. В. Наливкина (1930), Д. В. Наливкина (1925—1926, 1931), которыми была детализирована схема Ф. Н. Чернышева, внесены в нее существенные изменения и впервые применены западноевропейские стратиграфические единицы. Важное значение для изучения южных районов западного склона Южного Урала имела работа Л. С. Либровича (1932).

С 1931—1933 гг. начинается новый этап исследований, когда широко развернулись поисковые и разведочные работы на полезные ископаемые, сочетавшиеся с детальными геологическими съемками и планомерными тематическими работами. Эти исследования позволили детально изучить и девонские отложения. К указанному этапу относятся исследования А. А. Блохина (1947), К. А. Львова (1934, 1935), А. И. Олли (1933, 1935, 1936), А. П. Тяжевой (1940, 1942, 1946), Н. И. Мешалкина (1937, 1938), А. К. Белоусова (1937), В. Н. Крестовникова (1946, 1942), М. З. Губайдуллиной (1940, 1941), Я. Я. Вецлера (1944, 1945, 1950), И. И. Сеницына и Н. Д. Сухарева (1949, 1950), Ю. Р. Беккера (1956, 1957, 1958).

Тематические работы с целью изучения стратиграфии и фауны девонских отложений и их условий образования проводились Д. В. На-

ливкиным (1939, 1944, 1945), Б. П. Марковским (1936, 1946, 1948), Н. М. Страховым (1939), Г. И. Теодоровичем (1935, 1938), А. К. Крыловой (1946, 1947, 1950), С. М. Домрачевым (1948, 1952, 1953), В. С. Мелещенко (1947, 1948, 1952, 1956), Н. Г. Чочиа (1948, 1950, 1957), А. П. Тяжевой (1950, 1951, 1953—1955, 1956, 1957, 1958, 1961), С. Н. Краузе (1957), В. А. Масловым (1957).

Наибольшая заслуга в деле изучения девонских отложений и разработки схемы стратиграфии их принадлежит Д. В. Наливкину и Б. П. Марковскому. Разработанная ими схема в основном действительна и до настоящего времени. Она положена в основу существующей в настоящее время схемы стратиграфии девонских отложений.

Из палеонтологических монографий этого периода, имевших существенное значение при разработке стратиграфии девона, следует указать работы Д. В. Наливкина (1947), которым описаны руководящие формы (брахиоподы, гастроподы) девонских отложений, работа Б. П. Марковского (1948) по брахиоподам франских отложений западного склона Урала. Б. В. Наливкиным (1934) описаны пластинчатожаберные верхнего и среднего девона западного склона Урала, Е. Д. Сошкиной (1939, 1949) и Н. Я. Спасским (1955) — ругозы, Б. С. Соколовым (1952) — табуляты, З. А. Максимовой (1955) — трилобиты, Е. Н. Поленовой (1955) — остракоды, А. П. Тяжевой (1953, 1955, 1960) — брахиоподы среднего девона западного склона Южного Урала, А. А. Рождественской (1958, 1960, 1961) — остракоды, Е. В. Чибриковой (1960) — споры.

В области передовых хребтов западного склона Южного Урала развиты средне- и верхнедевонские отложения. Отложения нижнего девона здесь отсутствуют.

СРЕДНИЙ ДЕВОН

Отложения среднего девона в области передовых хребтов западного склона Южного Урала протягиваются с небольшими перерывами от р. Ая до р. Белой. Они залегают здесь на отложениях ашинской, реж миньярской свит или на отложениях силура и представлены в большей своей части морскими карбонатными осадками, и только некоторые горизонты сложены терригенными породами. Мощность их изменяется от 73 м (р. Сиказа) до 200—238 м (р. Белая, дер. Акбута). Средний девон представлен эйфельским и живетским ярусами, которые подразделяются на биостратиграфические зоны и слои.

Эйфельский ярус. На западном склоне Южного Урала эйфельский ярус представлен осадками различного типа и залегают на различных по возрасту отложениях (от нижнего девона до миньярской свиты). На известняках нижнего девона он залегают за пределами описываемой территории и в восточных районах западного склона Южного Урала (р. Бол. и Мал. Ик, р. Иргизлы, меридиональное течение р. Белой), где сложен преимущественно известняками. В области передовых хребтов западного склона Южного Урала эйфельские отложения перекрывают отложения ашинской и миньярской свит, иногда отложения силура и расчленяются на такатинские, ваяшшинские, вязовские, кальцеоловые и бийские слои.

Такатинские слои Ф. Н. Чернышев описывал как жерновые песчаники среднего девона. Д. В. Наливкин (1926) выделил их как верхний горизонт песчаниково-сланцевой свиты эйфельского яруса. Название такатинская толща была дано в 1936 г. Э. Х. Алкснэ, А. И. Олли и А. П. Тяжевой. Б. М. Келлер (1947), отмечая залегание такатинских песчаников на фаунистически охарактеризованных отложе-

ниях силура, отмечал возраст их как нижний девон — эйфельский ярус. Б. П. Марковский (1948) указывал на тесную связь такатинских песчаников с вышележащими среднедевонскими отложениями, содержащими элементы эйфельской фауны, и относил их к эйфелю. В 1948 г. С. М. Домрачев, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа (1948) отнесли их к живетскому ярусу. В 1951 г. на совещании во ВНИГРИ возраст такатинских слоев был определен как эйфельский. Этот возраст для них принимается и теперь.

В области передовых хребтов западного склона Южного Урала такатинские слои развиты от р. Ая до р. Белой, отсутствуя здесь местами на отдельных участках в бассейнах рек Сима, Бол. Аши и на р. Ате, кл. Ташкискане. Эти слои сложены преимущественно кварцевыми, иногда аркозовыми крупнозернистыми, реже мелкозернистыми песчаниками, часто косослоистыми, с включениями кварцевой гальки. Мощность их изменяется от 140 м на р. Белой, у дер. Максютново, до 2—3 м на р. Юрюзани, у Усть-Катавского завода, но в большинстве случаев она равна 20—50 м. Такатинские слои кверху постепенно сменяются ваяшшинскими слоями или их покрывают кальцеоловые слои.

Ваяшшинские слои. Под этим названием выделяется песчано-глинистая пачка, залегающая преимущественно между песчаниками такатинских слоев и известняками вязовских слоев, с которыми она тесно связана. Ф. Н. Чернышевым эти слои описывались в составе свиты ленточных мергелей D_2^1 . В 1926 г. Д. В. Наливкин относил их к эйфельскому ярусу и рассматривал как переходные слои от грубозернистых песчаников D_2^1 (такатинских слоев современной схемы) к известнякам D_2^1 . А. К. Белоусов (1937) рассматриваемую песчано-глинистую пачку выделил под названием пестроцветной толщи среднего девона. В ваяшшинскую свиту живетского яруса она была переименована С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа (1948).

В настоящее время применяется название ваяшшинские слои, их относят к эйфельскому ярусу. Эти слои развиты лишь в северо-восточных и восточных районах: в бассейнах рек Ая, Юрюзани, в восточных разрезах рек Сима и Инзера. В самых западных районах, в области передовых хребтов, они не прослеживаются.

Ваяшшинские слои залегают обычно на песчаниках такатинских слоев, постепенно сменяя их, и лишь местами подстилаются породами ашинской свиты (р. Ай, устье р. Сикияз, р. Сим, гора Россыпная). Эти слои сложены переслаивающимися песчаниками, алевролитами, глинами, доломитами и известняками. Песчаники развиты в нижней части, прослой доломитов и известняков — в верхней части.

На р. Ае у дер. Ваяшкино ваяшшинские слои представлены в основании зеленовато-серыми аргиллитами, сменяющимися кверху светло-серыми кварцевыми песчаниками, выше которых следует толща переслаивающихся серовато-зеленых, серых и желтых аргиллитов, глин и желтовато-серых доломитов. На р. Юрюзани у ст. Вязовой, а также на р. Симе на горе Россыпной эти слои представлены желтовато-серыми, фиолетовыми и красновато-коричневыми песчаниками, глинистыми сланцами, песчано-глинистыми доломитами в верхней части доломитами. В разрезе у Усть-Катавского завода развиты лишь алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы. На р. Инзере у дер. Зуяково и у дер. Габдюково развиты преимущественно терригенные породы: алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы, в верхней части встречаются прослой мергелей небольшой мощности. На р. Белой, в районе дер. Максютново, в составе ваяшшинских слоев преобладают песчаники, среди которых имеются подчиненные прослой глинистых сланцев.

Органические остатки в ваяншкинских слоях бедны. В них встречаются растительные остатки (*Hostimella hostimensis* P. et B.) и изредка мелкие остракоды. Мощность этих слоев изменяется от 4 м (р. Инзер, дер. Зуяково) до 21 м (р. Ай, дер. Ваяншкино). На р. Юрюзани у ст. Вязовой мощность их около 15—17 м, у Усть-Катава — 17—20 м.

Вязовские слои, представленные известняками, сменяют кверху ваяншкинские. Эти известняки Ф. Н. Чернышевым были выделены в бассейне рек Ая и Юрюзани и включены в горизонт D₂^{2a} верхнего яруса среднего девона. Д. В. Наливкин (1939), описывая горизонт с *Leperditia barbotana* Sch m., отнес его к эйфельскому ярусу. Б. П. Марковский, А. П. Тяжева и др. известняки с *Leperditia moelleri* Sch m. и *L. barbotana* Sch m. описывали как остракодовые слои живетского яруса. В вязовскую свиту живетского яруса они были переименованы С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа (1948).

Вязовские слои развиты в тех же районах, что и ваяншкинские. В северо-восточных районах передовых хребтов западного склона Южного Урала, в бассейне р. Ая, вязовские слои сложены серыми и светло-серыми слоистыми известняками и маломощными глинистыми прослоями с *Leperditia moelleri* Sch m., *Eoreticularia(?) jurjusanensis* T j a z h. (*in litt.*), а также темно-серыми известняками с маломощными прослоями глинистых сланцев. Представлены эти слои в более западных районах на р. Юрюзани (у ст. Вязовой, Усть-Катавского Завода) и на р. Симе в районе дер. Серпеевки и на горе Россыпной. В разрезе у Усть-Катавского завода в известняках, по данным Ю. Беккера (1956), присутствуют: *Aparchitellina domratschevi* Pol., *Leperditellina abunda* Pol., *L.(?) crassa* Pol., *Selebratina uralica* Pol., *Evlanella fregis* Pol., *Knoxiella inserica* Pol. и др.

В районе широтного течения р. Белой — на реках Шульгане и Ирризле, у деревень Максютото и Акбуты среди известняков вязовских слоев появляются прослой кварцевых песчаников. Вязовские слои обогащены терригенным материалом и в области передовых хребтов в разрезах р. Инзера. Здесь у дер. Зуяково они сложены известняками с прослоями глинистых сланцев, у дер. Габдюково — глинистыми сланцами, песчаниками и известняками с *Evlanella fregis* Pol., *Knoxiella inserica* Pol., *Carbonita grandis* Pol. и др. Мощность этих слоев около 3,6 м. Западнее, у Лемезинского поселка, они отсутствуют.

Как видно из изложенного, обогащение терригенным материалом вязовских слоев происходит с востока на запад. В этом направлении прослеживается уменьшение их мощности (от 190 м на р. Узяне до 3,6 м на р. Инзере) и полное выклинивание. В бассейне р. Ая мощность вязовских слоев 23—31 м, на р. Юрюзани, у ст. Вязовой — около 20 м, на р. Симе около 6 м. Западнее горы Россыпной они отсутствуют.

Кальцеоловые слои имеют более широкое распространение, чем вязовские, они развиты не только в восточных районах западного склона Южного Урала, где распространены вязовские слои, но и в западных разрезах передовых хребтов. В восточных и северо-восточных районах эти слои залегают на вязовских слоях, с которыми тесно связаны. В западных районах они с размывом покрывают такатинские песчаники, а иногда и ашинскую свиту (кл. Ташкискан). Эти слои впервые выделены на Среднем Урале К. В. Марковым (1907) как аналог горизонта D₂^{2a} схемы Ф. Н. Чернышева.

В бассейне р. Ая и в восточных разрезах р. Белой, где кальцеоловые слои залегают на вязовских известняках, они представлены темно-серыми известняками с подчиненными маломощными прослоями известково-глинистых сланцев. В бассейне р. Ая в них обнаружены:

Glossophyllum discoideum Soshk., *Emanuella* aff. *subumbona* Hall, *Nuguschella polita* Tjajzh., *Athyris pelapayensis* Verp., тентакулиты, трилобиты, остатки рыб; в бассейне р. Белой, на р. Иргизле, встречаются: *Zonophyllum parvum* (Mark.), *Campophyllum soeticum* Schlüt. Мощность этих слоев в бассейне р. Ая около 9—15 м, на р. Иргизле 5,3 м.

В более западных районах кальцеоловые слои обогащены терригенным материалом и расчленяются на две пачки: нижнюю — терригенную, соответствующую яйвенской пачке Среднего Урала, и верхнюю — карбонатную. На р. Инзере у дер. Габдюково, где эти слои залегают на вязовских слоях, они сложены в нижней части кварцевыми известковистыми разнозернистыми песчаниками, в верхней части — мергелями, известняками и глинистыми сланцами с *Favosites (Pachyfavosites) polymorphus* (Goldf.) F. (*P.*) *markovskii* Sok. (определения Б. С. Соколова); *Calceola sandalina* var. *acuminata* Mans (определения Е. Д. Сошкиной), *Schizophoria striatula* Schloth., *Dechenella (Paradechenella) markovskii* Max., *Dechenella (Paradechenella) mucronata* Max. (определения З. А. Максимовой); *Coeloenella testata* Pol., *Tetradella(?) kosvaensis* Pol., *Eulanella fregis* Pol., *Cavellina clara* Pol., *C. indistincta* Pol., *Bairdia navicula* Mart., *Bairdiocypris* aff. *biesenbachi* Krötm. (определения А. А. Рождественской). Мощность слоев 7—8 м.

Западнее, на р. Инзере у Лемезинского Завода, кальцеоловые слои залегают на такатинских слоях и представлены в нижней части разнозернистыми известковистыми песчаниками, а в верхней — мергелями, глинами и известняками с *Favosites* sp., *Zonophyllum parvum* Mark., *Calceola sandalina* var. *acuminata* Mans., *Grypophyllum carinatum* Soshk., *Campophyllum soeticum* Schlüt., *Schizophoria striatula* Schloth., *Nuguschella polita* Tjajzh., *Athyris subconcentrica* Verp., *Dechenella (Paradechenella) markovskii* Max., *Coeloenella testata* Pol., *Cavellina clara* Pol., *Bairdia navicula* Mart., *Bairdiocypris* aff. *biesenbachi* Krötm.

Мощность нижней терригенной пачки 2,45—2,8 м, мощность верхней карбонатной около 2 м. Близкий комплекс фауны в карбонатной пачке кальцеоловых слоев встречается и в других западных разрезах передовых хребтов, где нижняя терригенная пачка, сложенная пестроокрашенными или серыми и светло-серыми глинами и кварцевыми песчаниками, залегают с размывом на такатинских песчаниках. Мощность терригенной пачки изменяется от 1,25 до 10 м, карбонатной — от 1,6 до 10 м. Местами мощность кальцеоловых слоев равна всего 1—2 м (р. Аскын), на р. Сиказе она составляет 5—6 м, на р. Ергазе — 13 м.

Бийские слои тесно связаны с нижележащими кальцеоловыми слоями, постепенно сменяя их. Эти слои впервые были выделены Ф. Н. Чернышевым как горизонт D₂^a верхнего (живетского) яруса среднего девона. При последующих исследованиях они выделялись и описывались как слои с *Conchidium pseudobaschkiricum* Tschern или как конхидиевые слои живетского яруса. Название «бийская свита живетского яруса», по предложению Б. П. Марковского, было дано С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко, Н. Г. Чочиа (1948). В настоящее время принято название «бийские слои», которые и относят к эйфельскому ярусу.

Бийские слои развиты на той же площади, что и кальцеоловые. В области передовых хребтов они с небольшими перерывами протягиваются почти от р. Лемезы до р. Белой, в северо-восточных районах они развиты в бассейнах рек Ая, Юрюзани и Сим. Эти слои представлены известняками, иногда доломитизированными известняками. В бас-

сейне р. Ая, а также в западных районах р. Юрюзани (ст. Вязовая, Усть-Катавский завод) и на р. Симе в районе дер. Серпеевки в бийских слоях светло-серые и серые разности известняков с члениками: *Crinoidea*, *Favosites goldfussi* Orb., *Syringopora eifeliensis* Schlüth., *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.), *C. baschkirica* (Vern.), *Stropheodonta uralensis* Vern., *Gypidula pseudoarata* Tjazh. Иногда встречаются: *Anarcestes* sp. (р. Ай, дер. Надеждино).

Южнее, в бассейне рек Зилима и Зигана, бийские слои сложены серыми и темно-серыми известняками с *Crinoidea*, *Favosites goldfussi* Orb., *Conchidiella* ex gr. *pseudobaschkirica* (Tschern.), *Stropheodonta uralensis* Vern., *Coeloenella testata* Pol., *Microcheilinella notabilis* Pol., *M. ventrosa* Pol., *Bairidia holuschurmensis* Pol., *B. stictica* Krömm., *B. cultrijugati* Komm., *Bairidiocypris cordiformis* Rozhd.

В широтном течении р. Белой (между дер. Акбута и хут. Акаваз) и в бассейне рек Урюка и Нугуша эти слои представлены темно-серыми и серыми известняками с более богатым комплексом фауны, чем в северных районах передовых хребтов. Здесь в них обнаружены: *Schizophoria striatula* Schloth., *Schiz. bistriata* Tschern., *Gypidula culta* Tjazh., *G. pseudoarata* Tjazh., *Conchidiella* ex gr. *pseudobaschkirica* (Tschern.), *Chonetes plebeja* Schnur, *Uncinulus* (?) *nuguschensis* Tjazh., *Atrypa urukensis* Tjazh., *Acrospirifer gloriosus* Tjazh., *Anarcestes vittiger* Sandb., *Paradechenella tschernyschewi* Richt., *Proetus* (?) *uralicus* Max.

Мощность бийских слоев в области передовых хребтов в большинстве случаев равна 20—25 м (р. Белая, дер. Акбута, реки Урюк, Сиказы), но иногда достигает до 65—80 м (р. Ай). Местами мощность их всего 8,3—2,4 м (реки Баса, Инзер, Лемезинский Завод). Незначительная мощность их здесь объясняется частичным размывом. Местами бийские слои отсутствуют (реки Бол. Аша, Атя, Сим западнее дер. Серпеевки, р. Юрюзань севернее Усть-Катавского Завода).

Живетский ярус на западном склоне Южного Урала впервые выделен Ф. Н. Чернышевым как верхний ярус. (D₂²) среднего девона, в который включался горизонт с *Pentamerus baschkiricus* Vern. и *P. pseudobaschkiricus* Tschern. и горизонт с *Spirifer anossofi* Vern. и *Stringocephalus burtini* Defg.

Название «живетский ярус» для этого горизонта впервые было применено Д. В. Наливкиным (1926а). В настоящее время известняки с *Pentamerus baschkiricus* Vern. и *P. pseudobaschkiricus* Tschern. относятся, как указано выше, к эйфельскому ярусу, известняки с *Spirifer anossofi* Vern. — к франскому ярусу. Живетский ярус в соответствии с решением совещания геологов, состоявшегося в 1956 г. в г. Свердловске, принимается в объеме одной биостратиграфической зоны *Agoniatites* и *Stringocephalus burtini* Defg. Эта зона, впервые выделенная в 1951 г., рассматривалась первоначально как верхний подъярус живетского яруса и к ней относились инфрадоманик (афонинские слои), чусовские и чеславские слои. Указанные слои зоны *Agoniatites* и *Stringocephalus burtini* Defg. в настоящее время и включаются в живетский ярус.

В области передовых хребтов западного склона Южного Урала отложения этого яруса широко распространены и сложены преимущественно известняками, палеонтологически охарактеризованными; местами имеются терригенные породы небольшой мощности. Живетский ярус залегает обычно на бийских слоях, иногда — на породах ашинской свиты. Мощность его изменяется от 108 м на р. Белой до 8—15 м на реках Аскине и Сиказе.

Инфрадоманик (афонинские слои), слагающий нижнюю часть живетского яруса, впервые был выделен на Среднем Урале Б. П. Марковским (1946) и на основании присутствия *Uncites gryphus* Schl. и *Agoniatites* был отнесен им к живетскому ярусу.

Отложения инфрадоманика в области передовых хребтов западного склона Южного Урала развиты на меньшей площади, чем подстилающие их осадки бийских слоев. Они имеются в бассейне р. Ая, на расстоянии от р. Арши до дер. Надеждино, затем развиты в широтном течении р. Белой, в бассейнах рек Нугуша и Урюка, протягиваясь до р. Зигана.

На р. Ае, в районе деревень Надеждино и Глухой Остров, инфрадоманик сложен серыми толсто-наслоенными известняками с прослоями темно-серых средне- и тонко-наслоенных и плитчатых пелитоморфных известняков. Из фауны в них распространены: *Styliolina* sp., *Gypidula multiplicata* Roem., *G. brevirostris* Phill., *Liorhynchus limitaris* Vanux., *Atrypa aspera* Schloth., реже встречаются: *Stringocephalus burtini* Defr., *Chascothyris tschernyschewi* Holz., *Paracyclas* sp., *Agoniatites* sp., *Buchiola* sp. На р. Арша, в районе Петропавловского завода, в инфрадоманике, кроме известняков, развиты мергели и кремнистые породы, в которых часто встречаются *Liorhynchus kellogi* Holz.

В бассейнах рек Белой, Нугуша и Урюка в инфрадоманике в отличие от разрезов р. Ая, кроме известняков, широко развиты мергели, известково-глинистые и кремнистые сланцы. Из фауны, кроме характерных для инфрадоманика *Styliolina* sp., *Agoniatites* sp., *Gypidula multiplicata* Roem., *Atrypa bifidaeformis* Tschern., присутствуют *Calceola sandalina* L. var. *westfalica* Lotze, *Pseudomicroplasma fongi* Ich., *Atrypa zonata* Schnur, *Emanuella takwanensis* Kays., *Eoreticularia aviceps* Kays., *Eoreticularia pura* Tjajzh., *Eoreticularia rotunda* Tjajzh.

На р. Зигане инфрадоманик представлен лишь серыми тонкослоистыми плитчатыми известняками. Севернее р. Зигана эти отложения отсутствуют.

Мощность отложений инфрадоманика колеблется от 8 м (на р. Зигане) до 100—170 м (в бассейне р. Белой). На р. Урюке мощность их составляет 40—50 м, на р. Ае, в районе дер. Надеждино, — около 40 м.

Чусовские слои. К этим слоям относится терригенная пачка пород, залегающая на основании известняков с *Stringocephalus burtini* Defr. Под названием «чусовская свита» они впервые выделены Б. П. Марковским в 1941 г. на Среднем Урале.

На западном склоне Южного Урала чусовские слои развиты на обширной площади и залегают на различных по возрасту отложениях: то на инфрадоманике или бийском слоях, то на ашинской свите. На р. Ае, в районе дер. Надеждино, они перекрывают известняки инфрадоманика и представлены кварцевыми песчаниками с подчиненными глинами. В районе пос. Айлино, деревень Новой Пристани, Новопокровки, на Кукшицких месторождениях бокситов, а также на р. Симе, в районе дер. Серпеевки, эти слои залегают с размывом на известняках бийских слоев и сложены глинами, кварцевыми и известковистыми песчаниками с *Emanuella pseudopachyrincha* Tschern. Иногда отмечаются прослои известняков и находки в них *Denckmanella damesii* Holz.

В районе хр. Кара-Тау, на р. Бол. Аше, на Киселевском ключе и в бассейне р. Ати чусовские слои залегают на породах ашинской свиты и представлены в нижней части глинами и песчаниками, иногда с растительными остатками, в верхней части — мергелями и известняками, иногда с *Emanuella pseudopachyrincha* Tschern. В бассейне рек Бе-

лой, Нугуша, Урюка и в восточных районах на р. Юрюзани, в районе дер. Александровки, эти слои залегают так же, как и на р. Ае, в районе дер. Надеждино на инфрадоманике. Они сложены здесь то кварцевыми песчаниками, то песчаниками, алевролитами и аргиллитами (р. Белая, дер. Акбуты).

Севернее, в бассейне рек Зигана и Зилима чусовские слои не отмечались. Возможно они замещены здесь известняками чеславских слоев. В бассейне р. Инзера эти слои известны лишь на р. Аскыне, где имеют мощность всего лишь 0,45 м. Мощность чусовских слоев изменяется от 0,1—3 м (р. Ай, дер. Новая Пристань) до 20—30 м (р. Ай, дер. Надеждино). Местами они отсутствуют.

Чеславские слои впервые были выделены Ф. Н. Чернышевым как горизонт D_2^2 . Позднее последующими исследователями они описывались как стрингоцефаловые слои или слои с *Stringocephalus burtini* Defr. Название «чеславская свита» было дано слоям С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа (1948). Эти слои широко распространены и залегают то на инфрадоманике, граница с которым резкая, то на чусовских слоях или на известняках бийских слоев. В северных районах, в бассейне р. Ая, чеславские слои представлены в верхней части светло-серыми, почти белыми, массивными известняками с *Atrypa* aff. *flabellata* Roem., *Iunnanella transversiformis* Tjajzh. (in Zitt.), *Emanuella subumbona* Hall, *Stringocephalus burtini* Defr. (район деревень Чеславки, Кулбаково и Надеждино), в нижней части серыми темными толсто наслоенными известняками *Uncites gryphus* Schlotz., *Atrypa desquamata* Sow., *Emanuella subumbona* Hall, *Stringocephalus burtini* Defr. (в 2—3 км выше дер. Надеждино, в дер. Чеславке).

В более южных районах, в бассейне р. Ая, а также в бассейнах рек Юрюзани и Сима чеславские слои сложены лишь серыми толсто наслоенными известняками с *Atrypa desquamata* Sow. и *Stringocephalus burtini* Defr. Они имеют незначительную мощность (дер. Новая Пристань 8 м, дер. Серпеевка 13 м) или местами отсутствуют (дер. Айлино, Усть-Катавский завод, гора Россыпная).

В районе хр. Кара-Тау, на р. Бол. Аше, на Кисилевском ключе, в бассейне р. Ати и в бассейне рек Зилима и Зигана эти слои представлены серыми, местами в верхней части светло-серыми толсто наслоенными известняками с небогатым комплексом фауны. Более богата и разнообразна фауна чеславских слоев в бассейне рек Урюка, Нугуша и в широтном течении р. Белой, где в них собраны (кораллы — по определению Е. Д. Сошкиной, брахиоподы — по определению А. П. Тяжевой):

Peneckiella darwini Frech., *Temnophyllum waltheri* Ich., *Grypophyllum isactis* (Frech.), *Gypidula brevirostris* Phill., *Gypidula biplacata* Schnur, *Uncinulus subcordiformis* Schnur, *Atrypa desquamata* Sow., *Atrypa modica* Tjajzh. (in Litt), *Emanuella subumbona* Hall, *Elytha undifera* Roem., *Uncites gryphus* Schloth., *Stringocephalus burtini* Defr., *Denckmanella circularis* Holz., *Dechenella longimedia* Max., *Dechenella* aff. *kayseri* Richt.

Мощность чеславских слоев изменяется от 8 м (р. Ай, дер. Новая Пристань) до 50—70 м (р. Ай, район деревень Надеждино, Чеславки). Мощность их на реках Урюке и Нугуре 10—15 м, на р. Белой, у дер. Акбуты, 17—19 м.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Верхнедевонские отложения на описываемой территории распространены на большей площади, чем среднедевонские, захватывая за пределами распространения последних восточную часть хр. Кара-Тау,

западное крыло Сулеймановской антиклинали севернее Усть-Катавского завода и Симскую синклинали западнее дер. Серпеевки. Эти отложения залегают на различных по возрасту отложениях от миньарской свиты до чеславских слоев живетского яруса и представлены в западных районах преимущественно морскими карбонатными осадками, а в восточных районах в основном морскими терригенными отложениями. Мощность верхнего девона в области передовых хребтов изменяется от 53 м на р. Рязюк до 716—840 м на р. Симе, у дер. Серпеевки. Верхний девон представлен франским и фаменским ярусами.

Франский ярус. Нижний ярус верхнего девона Ф. Н. Чернышев выделял под индексом D_3^1u и относил к нему кубоидный и гониатитовый горизонты. Д. В. Наливкин, впервые применивший западноевропейские стратиграфические единицы, называл его франским и отмечал большое разнообразие фаций в нем. Б. П. Марковским (1936) было установлено стратиграфическое положение ряда фаций, установлен верхнефранский возраст барминских известняков, выделенных Д. В. Наливкиным, выделены некоторые новые стратиграфические горизонты (слои) и в 1948 г. дана схема детального расчленения франских отложений.

Отложения франского яруса в области передовых хребтов западного склона Южного Урала сложены преимущественно морскими карбонатными, реже терригенными породами и имеют мощность от 27—30 м (р. Инзер, Лемзинский поселок, р. Раузяк) до 400—437 м (бассейн рек Белой и Иртызы). (рис. 28).

В 1951 г. на Всесоюзном совещании по принятию унифицированной схемы девона было принято выделение во франском ярусе пяти биостратиграфических зон: 1) *Koenenites nalivkini* G. Lajsch. и *Cyrtospirifer turchisonianus* (Verp.), куда включены пашийские и кыновские слои; 2) *Timanites acutus* Keys., *Ladogia meendorfi* (Verp.) и *Hypothyridina calva* Mark., к которой относятся саргаевские слои; 3) *Gephyroceras ichtense* Keys. и *Cyrtospirifer disjunctus* (Sow.), включающую доманиковые слои и их аналоги; 4) *Manticoceras intumescens* Verp. и *Cyrtospirifer tenticulum* (Verp.), которую составляют мендымские слои и их аналоги — самсоновские слои; 5) *Crickites expres-*

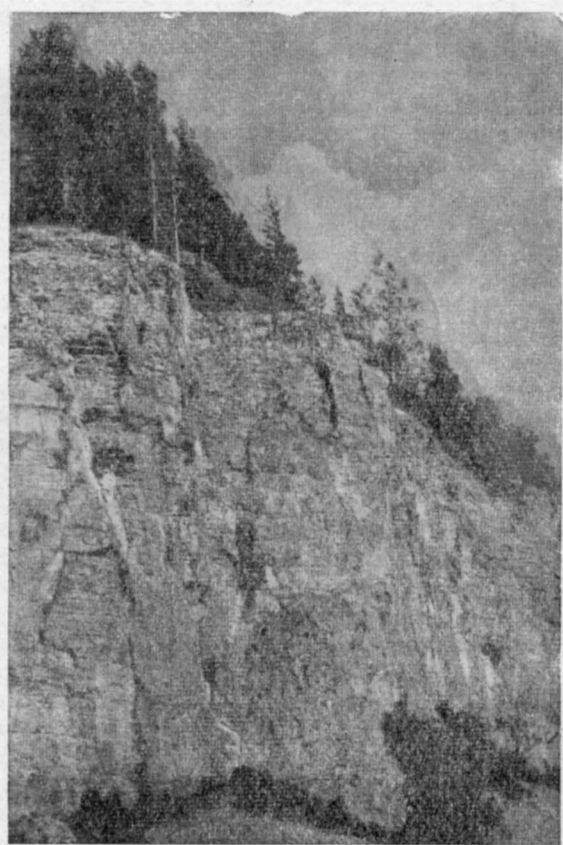


Рис. 28. Выходы известняков франского яруса на правом берегу р. Нугуша близ устья р. Урюка.
Фото С. Н. Краузе

tatus W d k d. и группы *Theodossia anosofi* (Verp.), к которой относятся аскынские и барминские слои и соответствующие им крикитовые и орловские слои, а также устькатавские и айлинские слои. На этом совещании было принято две нижние зоны (*Gephyroceras ichtense* Keys. и *Cyrtospirifer disjunctus* (Sow.) относить к нижнефранскому подъярису, а вышележащие две зоны (*Manticoceras intumescens* Beug. и *Cyrtospirifer tenticulum* (Verp.) — к среднефранскому подъярису; верхнюю же, пятую зону — к верхнефранскому подъярису. На стратиграфическом совещании в г. Свердловске в 1956 г. на основании тесной связи саргаевских и доманиковых слоев нижняя граница среднефранского подъяруса была перенесена в основание саргаевских слоев зон *Timanites acutus* Keys., *Ladogia meendorfi* (Verp.) и *Hypothyridina calva* Magk., устькатавская и айлинская свиты объединены. Для них сохраняется название «теодоссиевые слои», предложенное еще ранее Б. П. Марковским. Унифицированная схема 1951 г. с указанными изменениями, внесенными на Свердловском совещании, принимается в настоящее время большинством исследователей, но имеется и другое мнение о расчленении франского яруса на два подъяруса с границей между ними в кровле доманиковых слоев (Марковский, 1948).

Пашийские слои впервые как свита были выделены А. К. Белоусовым (1937), но на распространение их пород указывалось еще ранее (1929—1931 гг.) А. М. Петровым и С. С. Осиповым. А. К. Белоусов впервые высказал мысль о франском возрасте этих слоев, но индексировал их как D_2^2 — D_3^1 . Франский возраст слоев был доказан Б. П. Марковским (1948) находками в них *Schizophoria ivanovi* Tschern. Пашийские слои пользуются широким распространением в области передовых хребтов западного склона Южного Урала, отсутствуют здесь на отдельных участках. Они залегают на различных горизонтах среднего девона (от ваяшских до чеславских слоев), местами на ашинской и миньярской свитах и сложены преимущественно терригенными породами.

В бассейне рек Ая и Юрюзани пашийские слои залегают на чеславских или бийских, иногда на вязовских слоях и сложены серовато-желтыми и красновато-коричневыми песчаниками и алевролитами, нередко с желваками бурых железняков и голубовато-серыми и серыми глинами. Местами имеются прослои известняков, иногда с *Cyrtospirifer turchisonianus* Verp. поп. Коп. Мощность этих слоев в бассейне р. Ая от 1,9 до 4,25 м, на р. Юрюзани, у Усть-Катавского Завода, 10—12 м. На р. Симе, восточнее г. Миньяра, пашийские слои залегают на миньярской свите и представлены в нижней части чередующимися глинами и песчаниками, а в верхней — желтыми толсто наслоенными кварцевыми песчаниками. Мощность их около 6—8 м.

На р. Миньяре в районе дер. Самсоновки, как указывает С. М. Домрачев (1952), пашийские слои подстилаются ашинской свитой и представлены красновато-бурыми сильно песчанистыми глинами и кварцевыми песчаниками. Отмечается прослой шамозитовой породы. Мощность слоев около 12 м. По р. Инзеру пашийские слои залегают на бийских (дер. Габдюково, Лемезинский завод) или кальцеоловых (дер. Зуяково) слоях и представлены песчанистыми глинами, кварцевыми и известковистыми песчаниками и имеют мощность 0,7—0,8 м у дер. Зуяковой и 1,9 м у Лемезинского поселка. В бассейнах рек Зилима, Зигана, Урюка, Нугуша и Белой пашийские слои залегают повсюду на чеславских слоях. На р. Сиказе они представлены алевролитами с конкрециями бурого железняка и имеют мощность 1,3 м, на р. Терекле — алевролитами и глинами мощностью до 5 м. В бассейне рек Урюка, Нугуша и в западных разрезах р. Белой в отличие от других районов

в основании пашийских слоев развита пачка (мощностью 0,6—2 м) глинистых сланцев с прослоями и конкрециями известняка. В известняках в большом количестве присутствуют *Atrypa douvillei* M a n s., *Athyris concentrica* В u c h. Вышележащая часть пашийских слоев сложена или только глинами и глинистыми сланцами, или, кроме этих пород, развиты кварцевые песчаники. Мощность пашийских слоев в бассейне р. Урюка изменяется от 1,5 до 6—7 м.

Таким образом, наибольшей мощности (10—12 м) пашийские слои достигают на р. Юрюзани, у Усть-Катавского Завода, наименьшая мощность их (несколько сантиметров) на р. Инзере, у деревень Габдуково и Зуяково.

Кыновские слои залегают обычно на пашийских слоях, постепенно сменяя их. Местами, где пашийские слои отсутствуют, кыновские слои залегают на чеславских или бийских слоях и иногда, видимо, на породах ашинской свиты (западное и северное крыло Сулеймановской антиклинали). Эти слои на Урале впервые были выделены К. В. Марковым (1907). Д. В. Наливкин (1931) описывал их как известняки с *Spirifer purchisonianus* V e r n. кыновской фации, а С. М. Домрачев, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа назвали их кыновской свитой. Позднее эти отложения были переименованы в кыновские слои, которые, как и пашийские, имеют широкое распространение и установлены во многих разрезах. В бассейне р. Ая, в восточных районах р. Сима (дер. Серпеевка) и на р. Зигане они представлены серыми слоистыми, нередко глинистыми известняками с маломощными выклинивающимися прослоями глины и глинистых сланцев. В западных районах р. Сима, на Киселевском ключе, на реках Бол. Аше, Басе, Аскыне, Сиказе кыновские слои сложены или известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками или известковистыми глинами, мергелями и глинистыми известняками.

Характерным для кыновских слоев является присутствие *Cyrtospirifer purchisonianus* (V e r n.), *Atrypa velikaja* N a l., *Schizophoria ivanovi* T s c h e r n. Иногда в них имеются лишь кораллы (Усть-Катавский завод, дер. Зуяково) или лишь остракоды (дер. Габдуково).

Мощность кыновских слоев в бассейне р. Ая изменяется от 4 до 15 м, на р. Инзере — 0,5—0,6 м, на р. Сиказе от 1,2 до 3,5 м.

Саргаевские слои на западном склоне Южного Урала впервые были выделены в 1931 г. А. П. Блудоровым как переходные слои между D₂¹—D₃¹. Б. П. Марковский, выделяя эти слои в бассейне рек Зилима и Зигана как поддоманиковые, установил границы их, фаунистическую характеристику и в 1935 г. применил для них название «саргаевские слои». Позднее они описывались им, а затем и другими исследователями (А. П. Тяжевой и др.) как слои с *Anatrypa timanica* M a r k., *Hypothyridina calva* M a r k.

Саргаевские слои залегают на кыновских и развиты почти на всей площади распространения франских отложений, исключая восточную часть хр. Кара-Тау, где нижне- и среднефранские отложения отсутствуют. Эти слои имеют неоднородное строение. Местами (бассейны рек Аша, Миньяра, Ука, Мендыма, Зигана и др.) они сложены зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми слоистыми известняками, иногда пиритизированными с тонкими прослоями глинистых сланцев. Иногда развиты мергели. Из фауны присутствуют характерные для этих слоев: *Hypothyridina calva* M a r k., *Anatrypa timanica* M a r k., *Lamellispirifer novosibiricus* T o l l., *Elytha fimbriata* S o n g.

В других районах (реки Инзер, Баса, Рязяк и др.) саргаевские слои полностью или частично в своей верхней части представлены темно-серыми известняками и сланцами типа доманика, в которых

совместно с саргаевскими формами присутствует фауна, характерная для доманика: *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp., *Lingula subparallela* Sandb., *Liorhynchus pavlovi* Müfke.

В бассейнах рек Юрюзани, Катава и в восточных разрезах р. Сима (дер. Серпеевка) саргаевские слои сложены серыми и светло-серыми, толсто наслоенными и массивными известняками со строматопорами, амфипорами, ругозами и с разнообразным комплексом брахиопод (*Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch, *Ladogia simensis* Mark., *Atrypa alinensis* Vern., *Atrypa tubaecostata* Paesck., *Anatrypa timanica* Mark., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll и др.). Мощность саргаевских слоев изменяется от 2—3 м на реках Инзере, Белой у дер. Акбуты до 70 м на р. Катаве. На р. Аскыне мощность их составляет 4,5 м, на р. Иргизле 38—42 м.

Доманиковые слои залегают повсюду на саргаевских слоях и развиты в тех же районах, что и саргаевские. Развитие их на Южном Урале было установлено еще Ф. Н. Чернышевым. При последующих работах по изучению доманика большую роль сыграли исследования Д. В. Наливкина, Б. П. Марковского, Н. М. Страхова, С. М. Домрачева и др. Б. П. Марковским впервые были доказаны разновозрастность доманиковой (гониятитовой) и брахиоподовой фации франского яруса и установлено стратиграфическое положение этих слоев.

Доманиковые слои представлены обычно переслаивающимися темно-серыми, часто битуминозными известняками, глинистыми, известково-глинистыми, битуминозными сланцами, мергелями, кремнями. Характерным для них является присутствие многочисленных *Styliolina fissurella* Hall, *Tentaculites tenuicinctus* Roem., пеллеципод (*Buchiola retrostriata* Buch, *B. ischikaja* V. Nal.), часто встречаются брахиоподы (*Lingula subparallela* Sandb., *Liorhynchus megistanus* Hon, *Liorhynchus quadricostatus* Vern., *Reticulariopsis pachyrhinchus* (Vern.) и гониятиты (*Gephyroceras* sp. Keys., *Manticoceras ammon* Keys.).

На р. Миньяре в районе дер. Самсоновки и на р. Симе восточнее г. Миньяра доманиковые слои представлены преимущественно известняками, среди которых имеются подчиненные маломощные прослои известково-глинистых битуминозных сланцев или прослои мергелей. Здесь среди форм, характерных для доманика, появляется фауна, нетипичная для него (*Rugosa*, *Atrypa*, *Anathyris helmersenii* Buch). Лишь известняками представлены доманиковые слои в бассейнах рек Юрюзани, Катава и в восточных районах р. Сима (дер. Серпеевка). Из фауны в них в разрезе у Усть-Катава обнаружены: *Schizophoria bistrata* Tschern., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schloth., *Liorhynchus megistanus* Hon, *Reticulariopsis pachyrhinchus* (Vern.), *Lamellispirifer subcompressatus* Tschern., *Cyrtospirifer tenticulum* Vern., *Tentaculites* sp. (определения А. П. Тяжевой). В этих районах граница между доманиковыми и мендымскими слоями не установлена.

Мощность доманиковых слоев различна — от 0,5 м (р. Белая, дер. Акбуты) и 5—6 м (восточнее г. Миньяра) до 55 м (р. Кушелга). На р. Сиказе мощность их 10—14 м.

Мендымские слои впервые выделил в 1935 г. Б. П. Марковский, который отнес их к верхнефранским отложениям, к нижней части выделенной им зоны *Manticoceras*. На Всесоюзном совещании по утверждению унифицированной схемы девона в 1951 г. мендымские слои, составляющие зону *Manticoceras intumescens* Beug., были включены в среднефранский подъярус.

Мендымские слои тесно связаны с подстилающими их доманиковыми слоями и сложены серыми, темно-серыми, местами светло-серыми толсто наслоенными известняками, иногда доломитизированными изве-

стняками. В них, преимущественно в светло-серых разностях, присутствуют лишь гониатиты (*Manticoceras intumescens* Beug., *M. cordatum* Sandb., *M. intermedium* Sandb., *M. drevermanni* Wdkd.), в серых и темно-серых известняках, кроме гониатитов, встречаются брахиоподы (*Stropheodonta latissima* Bouch, *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Liorhynchus subreniformis* Schnur, *L. biplicatus* Nal., *L. megistanus* Hon., *Reticulariopsis pachyrinchus* Verp., *Pyramidalia simplex* var. *domanicensis* Mark.), пелециподы (*Buchiola scabrosa* Clarke, *B. retostriata* Buch), криноидеи и иногда кораллы (*Aulacophyllum miniarense* Soshk.).

Мощность мендымских слоев изменяется от 2—4 м на р. Белой у дер. Актубы до 17—20 м на кл. Медвежьем (бассейн р. Атя). На р. Сиказе мощность их 6 м.

Мендымские слои в районе хр. Кара-Тау, местами в бассейне рек Юрюзани, Урюка и Нугуша, замещаются самсоновскими слоями.

Самсоновские слои выделены С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа (1948). Б. П. Марковский (1948) описывал их как нижекубоидные слои.

Самсоновские слои представлены преимущественно светло-серыми и розовато-серыми массивными известняками, местами светло-серыми доломитами. Фауна встречается участками, иногда в большом количестве. На р. Миньяре в районе дер. Самсоновки в этих слоях С. М. Домрачевым собраны (определения Б. П. Марковского): *Gypidula* ex gr. *galeata* Dalm., *G. biplicata* Schnur, *Productella sericea* Buch, *Pugnax acuminata* Mart., *P. acuminata* var. *mesogonia* Phill., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa tubaecostata* Paesck., *A. devoniana* Webst., *A. alticola* Frech., *Adolfia multifida* Scur., *Cyrtospirifer conoideus* Rœm., *Athyris concentrica* Buch. и др. Имея большое сходство в составе фауны с верхнефранскими аскынскими слоями, самсоновские слои отличаются отсутствием характерных для верхнефранских отложений *Hypothyridina incisiva* Rœm., *Theodossia* ex gr. *anossofi* (Verp.).

В нижней части самсоновских слоев местами развиты серые и темно-серые известняки с *Liorhynchus biplicatus* Nal., *Reticulariopsis pachyrinchus* Verp., *Manticoceras intumescens* Beug., *M. acutum* Sandb. — (р. Бол. Аша, Киселев ключ, реки Урюк, Нугуш). Мощность этих известняков изменяется от 2 м (р. Бол. Аша) до 9—13 м (Киселев ключ, р. Нугуш). Общая мощность самсоновских слоев колеблется от 20 м в верховье р. Миньяра до 140 м в бассейне р. Сим на Киселев ключе (по данным С. М. Домрачева).

Верхняя часть франского яруса, отложения зоны *Crickites expectatus* Wdkd. и группы *Theodossia anossofi* (Verp.) на западном склоне Южного Урала не являются выдержанными, и в зависимости от литологического состава и состава фауны в них выделяются различные слои.

В бассейне рек Ая, Юрюзани и Сима и в районе хр. Кара-Тау они расчленяются на орловские и теодосиевые слои. Южнее, в бассейне рек Атя, Лемезы, Инзера, Зилима, Зигана, в широтном течении р. Белой развиты аскынские и барминские слои и им соответствующие крикитовые слои в бассейне рек Урюка и Нугуша отмечаются теодосиевые слои. Теодосиевые и барминские слои развиты местами в восточной части широтного течения р. Белой (реки Иргизлы, Шульган и др.).

Орловские слои впервые были выделены в 1934—1935 гг. А. К. Белоусовым как орловская свита франского яруса. Позднее они изучались А. П. Тяжевой, Н. Д. Сухаревым, М. З. Губайдуллиной, С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко, Н. Г. Чочиа и др. Эти слои зале-

гают обычно на самсоновских слоях, но местами их подстилают доманиковые и саргаевские слои (реки Арша, Бида, дер. Новая Пристань), а в восточной части хр. Кара-Тау — ашинская свита.

В бассейне р. Юрюзани и на р. Симе, в районе дер. Серпеевки, орловские слои представлены двумя пачками: нижней — рудной, сложенной бокситами, бокситовыми и диаспор-шамозитовыми породами, и верхней — терригенной, сложенной песчаниками, глинами, иногда с прослоями известняков. В районе хр. Кара-Тау, а также на р. Ае между Петропавловским заводом и дер. Кулбаково развита, видимо, лишь верхняя пачка, представленная глинами, песчаниками, иногда мергелями. В районе деревень Айлино, Новая Пристань, Покровка и на Кукшикских месторождениях бокситов нижняя пачка представлена бокситами и бокситовыми породами, верхняя сложена известняками, трудно отделимыми от известняков теодосиевых слоев и поэтому описывается совместно с ними.

В песчаниках орловских слоев встречаются остатки рыб, ядра пелеципод, в бокситах *Amphipora*, *Rugosa* и брахиоподы (*Lingula* sp., *Theodossia* ex gr. *anossofi* Verh.), в известняках — *Schlüteria emsti* Wdkd., *Theodossia katavensis* NaI.

Мощность орловских слоев изменяется от 0,25 м на р. Уке до 11—19 м на р. Юрюзани (ст. Вязовая) и на р. Симе, у дер. Серпеевки. К югу от р. Ука орловские слои выклиниваются и замещаются известняками нижней части аскыньских слоев или теодосиевых слоев.

Теодосиевые слои залегают на известняках орловских слоев. В районах, где отсутствуют орловские слои, они залегают на самсоновских слоях. Теодосиевые слои впервые были выделены в 1931 г. Д. В. Наливкиным под названием фации устькатавских известняков франского яруса. А. П. Тяжевой в 1942—1946 гг. они описывались под названием айского горизонта, Б. П. Марковским (1948) названы теодосиевыми слоями, что и принимается в настоящее время. С. М. Домрачев, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа (1948) подразделили эти слои на устькатавскую и айлинскую свиты.

В северной части западного склона Южного Урала в бассейне рек Ая, Юрюзани и Сима теодосиевые слои распространены в тех же бассейнах рек, что и орловские. Кроме того, они развиты в бассейнах рек Урюка, Нугуша, в восточной части широтного течения р. Белой — на р. Иргизле, в Юрюзанской синклинали (дер. Александровка).

Теодосиевые слои сложены серыми слистыми известняками с подчиненными доломитами и иногда в нижней части с прослойками глинистых сланцев. Характерным для этих слоев является присутствие в большом количестве *Amphipora*, *Rugosa* (*Schlüteria kostetskae* Soshk.), *Theodossia katavensis* NaI. и *Theodossia anossofi* Verh. Мощность изменяется от 52 м (р. Ергазы — бассейн р. Урюка) до 240 м (реки Ай и Юрюзань), иногда достигает свыше 300 м (р. Иргизлы).

Аскыньские слои развиты в бассейнах рек Ати, Аскына, Зилима, Мендыма, Зигана и в широтном течении р. Белой. Они залегают на мендымских слоях, охарактеризованных лишь фауной брахиопод или фауной брахиопод и гониатитов.

Аскыньские слои в 1931 г. описывались Д. В. Наливкиным как фация колтубанских известняков, переименованных в аскыньскую свиту С. М. Домрачевым, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа в 1948 г. Аскыньские слои представлены светло-серыми, реже серыми массивными известняками, часто с многочисленной и разнообразной фауной. Характерными формами являются: *Hypothyridina cuboides* Sow., *H. coronula* Dreu., *H. incisiva* Roem., *Septalaria semilaevis* Roem., *Anatrypa sikasa* NaI., *Theodossia katavensis* NaI., *Cryptonella uralica* NaI.

Местами из гониатитов присутствуют *Manticoceras carinatum* Sandb., *M. complanatus* Sandb. Кроме того, широко распространены: *Gypidula askynica* NaI., *G. biplicatiformis* Mark., *Atrypa alticola* Frech., *A. posturalica* Mark., *A. magnifica* NaI., *Reticulariopsis koltubanicus* NaI., *Cyrtospirifer askynensis* Mark., *C. conoideus* Roem., *Adolfia kuktaschensis* Mark., *Athyris concentrica* Buch и др.

Мощность аскыньских слоев изменяется от 0,25 м на р. Рязяке до 100—350 м на р. Аскыне. На р. Сиказе мощность их 27,5 м.

Барминские слои впервые были выделены Д. В. Наливкиным в 1931 г. под названием барминских известняков и отнесены к основанию фаменского яруса. Франский возраст их был доказан Б. П. Марковским находками в них *Hypothyridina cuboides* Sow. и *Theodossia katavensis* NaI. Он переименовал эти известняки в слои с *Pugnoides triaequalis* Goss.

В настоящее время применяется название барминские слои. Эти слои составляют кровлю франского яруса, залегают на аскыньских, реже на теодосиевых слоях и сложены брахиоподовыми ракушняками, которые встречаются довольно редко и известны в нескольких пунктах (в бассейнах рек Зилима и Зигана, на реках Сиказе, Рязяке, Иргизле, Бол. Ике и др.). Руководящими формами для барминских слоев являются: *Pugnoides triaequalis* Goss., *Camarotoechia neapolitana* Whidb., *Cyrtospirifer markovskii* NaI., *Athyris globosa* Roem. Кроме того, в них присутствуют: *Plicatifera meisteri* Peetz, *Hypothyridina cuboides* Sow., *Reticulariopsis koltubanicus* NaI., *Theodossia katavensis* NaI. Мощность этих слоев от 0,5 м (р. Рязяк) до 25 м (р. Барма).

Крикитовые слои впервые выделены С. М. Домрачевым, В. С. Мелещенко, Н. Г. Чочиа (1948) как самостоятельный горизонт франского яруса в гониатитовой фации, соответствующей аскыньским и барминским слоям в брахиоподовой фации. Эти слои выделены ими в двух разрезах: на р. Инзере у Лемезинского поселка и на р. Басе. В других разрезах они описываются совместно с подстилающими их мендымскими слоями, охарактеризованными фауной гониатитов (с мантикоцеровыми слоями).

Крикитовые слои сложены светло-серыми и темно-серыми известняками с *Crickites expectatus* Wdkd., *Manticoceras crassum* Wdkd., *M. intermedium* Sandb., иногда встречаются: *Buchiola*, *Orthoceras*, *Tornoceras simplex* Buch. Мощность этих известняков на р. Инзере 2,6 м, на р. Басе — 5 м.

Фаменский ярус. Верхняя часть верхнего девона была выделена Ф. Н. Чернышевым под индексом D₃². Название фаменский ярус впервые применил для нее Д. В. Наливкин в 1926 г. К этому ярусу указанные исследователи отнесли известняки с *Spirifer archiaci* Murch., *Clymenia annulata* Müpst. и др. Эти отложения залегают повсюду на породах франского яруса. В области передовых хребтов западного склона Южного Урала в отличие от восточных районов его они сложены известняками, редко доломитами, палеонтологически охарактеризованными. Мощность фаменских отложений изменяется от 25 м на р. Рязяке до 400—550 м в бассейне рек Юрюзани и Ая.

Отложения фаменского яруса расчленяются на два подъяруса и три биостратиграфические зоны. Выделение этих зон соответственно зонам западноевропейской схемы было произведено в 1948 г. Б. П. Марковским. На Всесоюзном стратиграфическом совещании в 1951 г. были приняты следующие зоны: 1) нижняя — *Cheiloceras* и *Leiorhynchus* (*Zilimia*) *polonicus* Gülich., к которой относятся макаровские и им соответствующие хейлоцеровые слои; 2) зона *Prolobites* и *Leiorhynchus ursus* NaI., к которой относятся мурзакаевские и им соответствующие

пролобитовые слои; 3) верхняя зона *Laevigites*, включающая левигитовые слои и их аналоги. Граница между нижнефаменским и верхнефаменским подъярусами проводится в основании зоны *Prolobites* и *Leiorhynchus ursus* N a l.

В строении фаменского и нижележащего франского ярусов прослеживается некоторая закономерность. В бассейнах рек Ая, Юрюзани, Сима, Урюка и Нугуша, где развиты теодосиевые слои франского яруса, фаменский ярус представлен известняками, доломитизированными известняками и доломитами с *Cyrtospirifer archiaci* Murgsch.,

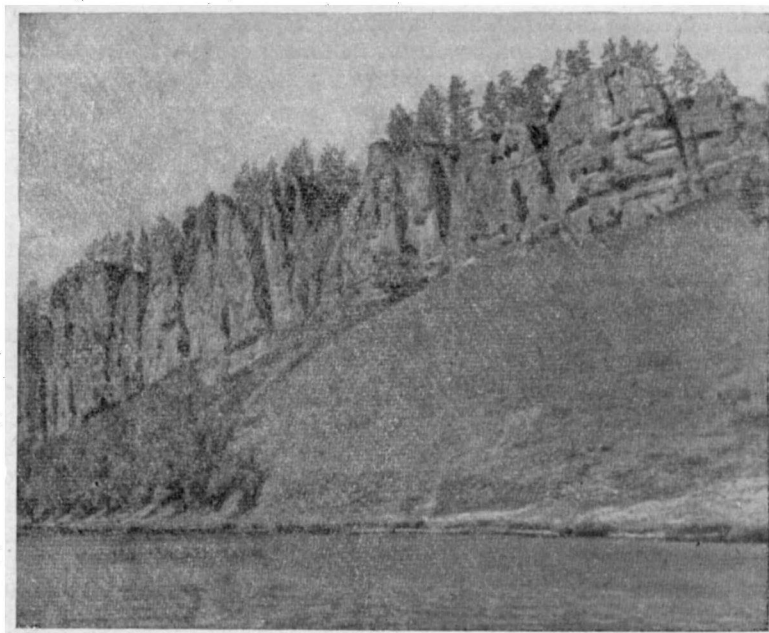


Рис. 29. Известняки фаменского яруса верхнего девона. Река Юрюзань ниже притока Усть Катав. Фото Ж. Х. Гильманова

Cyrtospirifer brodi Wen., *Schellwienella umbraculum* Schl. (рис. 29). Мощность их в бассейнах рек Ая и Юрюзани 400—550 м, на р. Урюке около 68 м. В районах развития аскынских и барминских слоев развиты макаровские и мурзакаевские слои и аналоги левигитовых слоев, а на площади распространения известняков с гониатитами (крикитовых слоев) фаменский ярус представлен хейлоцеровыми, пролобитовыми и левигитовыми слоями.

Макаровские слои впервые выделены в 1935 г. Б. П. Марковским. Они залегают на аскынских или барминских слоях франского яруса и представлены светло-серыми и серыми известняками, местами с многочисленной фауной криноидей, кораллов и брахиопод. Характерно присутствие *Leiorhynchus polonicus* Gülich., *Cyrtiopsis rjausakensis* N a l., *Plicatifera mugodjarica* N a ch., *Sporadoceras biferum* var. *sulcifera* L a n g e и др. Мощность слоев от 2,7 м на р. Сиказе до 17,5 м на р. Аскыне.

Хейлоцеровые слои, соответствующие макаровским слоям, впервые были выделены Д. В. Наливкиным в 1926 г. Они залегают на известняках франского яруса, в которых присутствуют обычно гониатиты и развиты местами по рекам Басе, Инзеру, Зилиму, Зигану,

Схема стратиграфии средне и верхнедевонских отложений передовых хребтов западного склона Южного Урала (Составила А. П. Тяжева, 1960)

Отдел	Ярус	Поярус	Биостратиграфическая зона	Западная полоса (с севера на юг)			Северная часть		
				Хр. Кара-Тау, р. Б. Аша, р. Мишьяр		Бассейны рек Лемезы, Инзера, Зилма, Зигана	Бассейны р. Нугуша и Урюка		р. Сим (восточная часть 1-р. Юрюзань-р. Ай (юго-западная часть))
				Хр. Кара-Тау, р. Б. Аша, р. Мишьяр		Бассейны рек Лемезы, Инзера, Зилма, Зигана	Бассейны р. Нугуша и Урюка		р. Сим (восточная часть 1-р. Юрюзань-р. Ай (юго-западная часть))
				„Брахиподовые фауны“	„Цефалоподовые фауны“ выше доманиковых слоев				
Верхнедевон	Фаменский	Верхнефаменский	Зона Laevigites	Известняки с <i>Plicatifera prelonga</i> Sow., <i>Cyrtospirifer</i> aff. <i>jullii</i> Dechee, <i>Spirifer strunianus</i> Goss. Мощность 17-37 м.	Левигитовые слои Известняки с <i>Laevigites laevigata</i> Münst.	Известняки и доломиты в нижней части с <i>Cyrtospirifer archiaci</i> Mürch., <i>Athyris</i> aff. <i>bajeti</i> Rig. Мощность 29-111 м.	Известняки		
			Зона Prolobites и Leiorhynchus ursus Nal.	Известняки и доломитизированные известняки Мощность 60-120 м. Известняки и доломиты с <i>Cyrtospirifer archiaci</i> Mürch. Мощность 50-60 м.	Мурзакаевские слои Известняки с <i>Leiorhynchus ursus</i> Nal., <i>L. baschkiricus</i> Tschern. Мощность 9-15,5 м.		Пролобитовые слои Известняки с <i>Prolobites delphinus</i> Sandb., <i>Platyclymenia tschernyschewi</i> A. Nal., <i>Cyrtoclymenia krasnopolskii</i> Tschern. Мощность 2-10 м (?)	Известняки и доломиты с <i>Leiorhynchus ursus</i> Nal.	
			Зона Cheiloceras, Leiorhynchus polonicus Gurich, Gyrtospirifer archiaci Murch.	Макаровские слои Известняки с <i>Plicatifera mugojatica</i> Nach., <i>Leiorhynchus pelonicus</i> Lürich, <i>Cyrtopsis rjasakensis</i> Nal. Мощность 2,7-17,5 м.	Хейлоцеровые слои Известняки с <i>Cheiloceras subpartitum</i> Münst., <i>Ch. sacculum</i> Sandb. Мощность 35-66 м.		Известняки и доломиты с <i>Gyrtospirifer archiaci</i> Mürch. Общая мощность фаменского яруса 400-550 м.		
	Верхнефранский		Зона Crickites expectatus Wdkd и группы Theodosia anossofi Vern.	Теодосиевые слои Известняки и доломиты с <i>Amphipora</i> , <i>Rugosa</i> , <i>Theodosia anossofi</i> Vern., <i>Th. katavensis</i> Nal. Мощность 110-150 м.	Барминские слои Известняки с <i>Camarotoechia neopolitana</i> Whidb., <i>Pugnoides traeguanis</i> Loss., <i>Cyrtospirifer markovskii</i> Nal., <i>Athyris globosa</i> Roem. Мощность 0,5-25 м.	Криковитовые слои Известняки с <i>Manticoceras carinatum</i> Beug., <i>M. crassum</i> Wdkd, <i>Crickites expectatus</i> Wdkd. Мощность 2,0-5 м.	Теодосиевые слои Известняки с <i>Amphipora</i> , <i>Theodosia katavensis</i> Nal. Мощность 52-115 м.		Теодосиевые слои Известняки и доломиты с <i>Amphipora</i> , <i>Schlüteria emstii</i> Wdkd, <i>Gypidula biplicata</i> Schn., <i>Theodosia anossofi</i> Vern., <i>Th. katavensis</i> Nal. Мощность 100-220 м.
			Орловские слои Кварцевые песчаники, алевролиты и глины. Мощность 4,5-14 м.	Аскыньские слои Известняки с <i>Hypothyridina suboides</i> Sow., <i>H. incisa</i> Roem., <i>Reticulariopsis koltubanicus</i> Nal., <i>Crickites expectatus</i> Wdkd., <i>Manticoceras complanatum</i> Sandb. Мощность 0,2-350 м (?)	Орловские слои Песчаники и известняки, в нижней части бокситы, аллиты и сипалиты Мощность от 0 до 18 м.		Орловские слои Бокситы и бокситовые породы		
		Зона Manticoceras intumescens Beug.	Самсоновские слои Известняки, доломиты с <i>Alveolites domachevi</i> Sok., <i>Hypothyridina cuboides</i> Sow., <i>Atrypa tubaeostata</i> Paesc., <i>Adolfia multijuga</i> Scup в нижней части местами известняки с <i>Reticulariopsis pachyrinchus</i> Vern., <i>Manticoceras acutum</i> Sandb. Мощность 20-36 м.	Мендымские слои Известняки с <i>Leiorhynchus subreijformis</i> Schnur., <i>L. megistanus</i> Hop., <i>Reticulariopsis pachyrinchus</i> Vern., <i>Buchiola retrostriata</i> Buch., <i>Manticoceras intumescens</i> Beug. Мощность 6-23 м.	Мендымские слои Известняки серые и светло-серые с <i>Buchiola</i> ex gr. <i>retrostriata</i> Buch., <i>Manticoceras intumescens</i> Beug., <i>M. cordatum</i> Wdkd. Мощность 6-8 м.	Самсоновские слои В верхней части известняки с <i>Philipsastraea ananas</i> Goldf., <i>Gypidula askynensis</i> Nal., <i>Cyrtospirifer (?) askynensis</i> Mark., в нижней части известняки с <i>Reticulariopsis pachyrinchus</i> Vern., <i>Manticoceras intumescens</i> Beug. Мощность 40-75 м.	Аналоги мендымских и доманиковых слоев. Известняки, в нижней части с кремнями и с <i>Leiorhynchus megistanus</i> Hop., <i>Reticulariopsis pachyrinchus</i> Vern., <i>Lamellispirifer subcompriatus</i> Tschern., <i>Cyrtospirifer tenticulum</i> Vern. в нижней части иногда светлые известняки с <i>Anathyris helmeri</i> senf Buch. Мощность 15-30 м.	Самсоновские слои Известняки с <i>Hypothyridina</i> ex gr. <i>cuboides</i> Sow., <i>Adolfia</i> aff. <i>dejluka</i> Roem., часто отсутствуют	
	Среднефранский		Зона Gephyroceras uchensis Keys., и Cyrtospirifer disjunctus Sow.	Доманиковые слои Битуминозные известняки, мергели, битуминозные глинистые сланцы, кремни с <i>Styliolina fissurella</i> Kall., <i>Lingula subparallela</i> Sandb., <i>Leiorhynchus quadricostatus</i> Van., <i>Reticulariopsis Pachyrinchus</i> Vern., <i>Anathyris helmerseni</i> Buch., <i>Buchiola retrostriata</i> Buch., <i>Gephyroceras</i> sp., <i>Bactrites</i> sp. Мощность 5-15 м.	Доманиковые слои Битуминозные известняки, битуминозные глинистые сланцы, углистые сланцы, мергели, кремни с <i>Leiorhynchus Lomanicensis</i> Mark., <i>Reticulariopsis pachyrinchus</i> Vern., <i>Pterochenia fragilis</i> Holl., <i>Buchiola retrostriata</i> Buch., <i>Styliolina fissurella</i> Kall., <i>Tentaculites tenuicinctus</i> Roem. Мощность 11-35 м.	Доманиковые слои Известняки, известково-глинистые сланцы, кремни с перелодами, <i>Buchiola</i> в восточных разрезах глинистые сланцы с <i>Buchiola</i> . Мощность 12-16 м.	Доманиковые слои Известняки, известково-глинистые сланцы, кремни с перелодами, <i>Buchiola</i> в восточных разрезах глинистые сланцы с <i>Buchiola</i> . Мощность 12-16 м.		Доманиковые слои Известняки с прослоями известково-глинистых сланцев и с <i>Reticulariopsis pachyrinchus</i> Vern., <i>Tentaculites tenuicinctus</i> Roem. Местами отсутствуют. Мощность до 10 м(?)
			Зона Timanites acutus Keys., <i>Ladogia meyerndorfi</i> Vern., <i>Hypothyridina calva</i> Mark	Саргаевские слои Известняки с редкими прослоями глинистых сланцев, мергели с <i>Ladogia simensis</i> Mark., <i>Hypothyridina calva</i> Mark., <i>Anatrypa timanica</i> Mark., <i>Lamellispirifer novosibiricus</i> Toll. Мощность 8-10 м.	Саргаевские слои Известняки, мергели, местами с прослоями битуминозных глинистых сланцев с <i>Hypothyridina calva</i> Mark., <i>Anatrypa timanica</i> Mark., <i>Lamellispirifer novosibiricus</i> Toll., местами <i>Buchiola</i> sp., <i>Styliolina Tentaculites tenuicinctus</i> Roem., <i>Timanites acutus</i> Keys., <i>Gephyroceras</i> sp., <i>Manticoceras ammon</i> Keys. Мощность 1-6 м.	Саргаевские слои Известняки темно-серые с <i>Hypothyridina calva</i> Mark. Мощность 2-4 м.	Саргаевские слои Известняки, иногда с прослоями доломитов и с <i>Hypothyridina calva</i> Mark., <i>Ladogia simensis</i> Mark., <i>Anatrypa timanica</i> Mark., <i>Lamellispirifer novosibiricus</i> Toll., <i>Elytha fimbriata</i> Con. Мощность от 3 м до 10 м.		
	Нижнефранский		Зона Koenenites naltokini G. Ljasch. и Cyrtospirifer purchisonianus Vern. (non Kon).	Кыновские слои Известняки, мергели, глины, песчаники с <i>Schizophoria ivanovi</i> Tschern., <i>Cyrtospirifer purchisonianus</i> Vern. Мощность около 2 м (?)	Кыновские слои Мергели, глины песчаные и глинистые известняки с <i>Megaphyllum paschense</i> Soshk., <i>Atrypa velikaja</i> Nal., <i>Cyrtospirifer purchisonianus</i> Vern. Мощность 0,4-3,5 м.	Кыновские слои Мергели, известково-глинистые сланцы, глины с прослоями известняка с <i>Cyrtospirifer purchisonianus</i> Vern. Мощность 0,6-2,65 м.	Кыновские слои Известняки, мергели с <i>Megaphyllum paschense</i> Soshk., <i>Atrypa velikaja</i> Nal., <i>Cyrtospirifer purchisonianus</i> Vern. Мощность 4-15 м.		
			Пашийские слои Песчаники, глины, бурые железняки. Мощность 3-12 м.	Пашийские слои Песчаники, алевролиты, глины иногда с линзами бурого железняка Мощность 0,25-11 м.	Пашийские слои Песчаники, глины и глинистые сланцы в нижней части местами с прослоями известняка с <i>Atrypa dovillei</i> mans <i>Athyris concentrica</i> Buch. Мощность от 1 м до 9 м.	Пашийские слои Песчаники, глины, аргиллиты, бурые железняки, иногда прослой известняков с <i>Gyrtospirifer purchisonianus</i> Vern. Мощность 2-13 м.			
	Среднедевон	Живетский		Чеславские слои Известняки с <i>Alveolites mailleuxii</i> Salee., <i>Alv. ramosa</i> Roem. V., <i>Atrypa desquamata</i> Sow., <i>Stringocephalus burtini</i> Deif. Мощность около 5 м.	Чеславские слои Известняки с <i>Gypidula brevirostris</i> Phill., <i>Atrypa desquamata</i> Sow., <i>Stringocephalus burtini</i> Deif. Мощность от 0-16,5 м.	Чеславские слои Известняки с <i>Gypidula brevirostris</i> Phill., <i>Uncinulus subcardiformis</i> Schnur., <i>Denckmannella circularis</i> Holz., <i>Stignocephalus burtini</i> Deif., <i>Dechenella longimedia</i> Max. Мощность 10-15 м.	Чеславские слои Известняки с <i>Gypophyllum isactis</i> Frech., <i>Atrypa desquamata</i> Sow., <i>Emanuelia subumbona</i> Hall., <i>Stringocephalus burtini</i> Deif. Местами отсутствуют. Мощность от 0 до 15 м.		
				Чусовские слои Кварцевые песчаники, глины, в верхней части мергели. Мощность 17 м.	Чусовские слои Песчаники, известковистые песчаники, глины. Мощность от 0 до 23 м(?)	Чусовские слои Песчаники, глины и глинистые сланцы в нижней части местами с прослоями известняка с <i>Atrypa dovillei</i> mans <i>Athyris concentrica</i> Buch. Мощность от 1 м до 9 м.	Чусовские слои Песчаники, аргиллиты, бурые железняки, иногда прослой известняков с <i>Gyrtospirifer purchisonianus</i> Vern. Мощность 2-13 м.		
Зона Agoniatites и Stringocephalus burtini Deif.			Отсутствуют (кроме р. Зигана)	Инфрадоманик Известняки, мергели, глинистые сланцы, кремни с <i>Styliolina</i> , <i>Emanuelia takwanensis</i> Kays, <i>Agoniatites</i> sp. Мощность 42-75 м.	Отсутствуют				
Эйфельский			Бийские слои Известняки массивные с члениками <i>Crinoidea</i> , <i>Favosites goldfussi</i> Orb., <i>Conchidiella</i> ex gr. <i>pseudobaschkirica</i> Vern. Мощность от 0 до 35 м.	Бийские слои Известняки массивные с члениками <i>Crinoidea</i> , <i>Favosites goldfussi</i> Orb., <i>Conchidiella</i> ex gr. <i>pseudobaschkirica</i> Vern. Мощность от 0 до 35 м.	Бийские слои Известняки с <i>Crinoidea</i> , <i>Favosites</i> , <i>Schizophoria striatula</i> Schl., <i>Gypidula pseudoarata</i> Tjaj, <i>Gypidula pseudoarata</i> Tjaj, <i>Strophodontia Uralensis</i> Vern., <i>Athyris</i> ex gr. <i>subconcentrica</i> Vern., <i>Anarcestes vittiger</i> Sandb. Мощность 17-24 м.	Бийские слои Известняки массивные с <i>Cupressocrinum</i> , <i>Favosites goldfussi</i> Orb., <i>Syringopora eifeliensis</i> Schült., <i>Conchidiella pseudo-baschkirica</i> Tschern., <i>Conchidiella baschkirica</i> Vern., <i>Gypidula pseudoarata</i> Tjaj., <i>Strophodontia Uralensis</i> Vern., <i>Athyris</i> ex gr. <i>subconcentrica</i> Vern. Местами отсутствуют. Мощность от 0 до 90 м.			
			Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют			
		Зона Anarcestes и Strophodontia uralensis Vern. и Leperditia moelleri Schm.	Отсутствуют	Кальцеоловые слои Известняки, мергели, глины с <i>Favosites</i> , <i>Zonophyllum parvum</i> Mark., <i>lanceola sandalina</i> L. var. <i>acuminata</i> Mans., <i>Campophyllum soetenicum</i> Schlüt., <i>Nuguschella polita</i> Tjn., <i>Athyris</i> ex gr. <i>subconcentrica</i> Buch., <i>Paracyclas</i> , <i>proavia</i> Goldf., <i>Dechenella markovskii</i> Max., <i>Crinoidea</i> , в нижней части песчаники. Мощность от 0 до 10 м.	Кальцеоловые слои Известняки, мергели с прослоями глинистых сланцев с <i>Charactophyllum antiquum</i> Sosch., <i>Zonophyllum parvum</i> Mark., <i>Campophyllum soetenicum</i> Schlüt., <i>Schizophoria striatula</i> Schlüt., <i>Athyris pelapayensis</i> Vern., <i>Dechenella markovskii</i> Max., в нижней части песчаники и глины. Мощность от 3 (?) до 13 м.	Кальцеоловые слои Известняки с прослоями известково-глинистых сланцев с <i>Cupressocrinum</i> , <i>Favosites goldfussi</i> Orb., <i>Zonophyllum parvum</i> Mark., <i>Campophyllum soetenicum</i> Schlüt. Мощность от 0 до 13 м.			
		Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют			
		Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют			
		Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют			
		Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют			
Зона Gypidula ivadelensis Khod., <i>Theodosia superba</i> Eichw.	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют					
Ашинская свита (не моложе среднего ордовика)	Ашинская свита (не моложе среднего ордовика)		Ашинская свита (не моложе среднего ордовика)		Ашинская свита (не моложе среднего ордовика)		Отсутствуют		
	Ашинская свита (не моложе среднего ордовика)		Ашинская свита (не моложе среднего ордовика)		Ашинская свита (не моложе среднего ордовика)		Отсутствуют		
				Миньярская свита					

Ряузюку и др. По данным Д. В. Наливкина (1939), они известны также в одном пункте на р. Ае между реками Аршой и Саткой, где в отличие от других разрезов залегают на известняках с *Cyrtospirifer archiaci* M u n s c h.

Хейлоцеровые слои представлены серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми, иногда кремнистыми известняками с *Cheiloceras circumflexum* S a n d b., *Ch. subpartitum* M ü n s t., *Ch. inversus* S o b. и др. Иногда встречаются *Leiorhynchus baschkiricus* T s c h e r n., *L. polonicus* G ü r i c h., *Cyrtiopsis rjausakensis* N a l., кораллы, криноидеи и трилобиты. Мощность слоев от 6 м на р. Ряузюке до 66 м на р. Инзере у Лемезинского поселка.

Мурзакаевские слои развиты в районах распространения марковских слоев. Они выделены впервые в 1935 г. Б. П. Марковским и представлены серыми и светло-серыми слоистыми известняками, местами неравномерно доломитизированными и перекристаллизованными. Руководящей формой является *Leiorhynchus ursus* N a l., иногда встречаются *Monticola raemeri* D a m., *Ambocoelia gregara* H a l l. Мощность этих слоев на р. Сиказе около 9 м, в бассейне р. Аскина свыше 19,5 м.

Пролюбитовые слои, соответствующие мурзакаевским слоям, залегают на хейлоцеровых слоях и развиты в тех же районах. Они представлены серыми и светло-серыми с голубоватым и зеленоватым оттенками слоистыми известняками, среди которых встречаются прослои известково-кремнистых сланцев и линзы кремня. Характерным является распространение представителей рода *Prolobites* (*Prolobites delfinus* S a n d b., *P. nana* P e r n a), встречаются климении (*Cyrtoclymenia krasnopolskii* T s c h e r n., *Rectoclymenia kayseri* D r e v и др.), иногда брахиоподы (*Leiorhynchus baschkiricus* T s c h e r n.). Мощность слоев на р. Ряузюке 2 м, на р. Басе свыше 9,5 м.

Левигитовые слои слагают верхнюю зону фаменского яруса — зону *Levigites*. Они сложены серыми, светло-серыми, участками розоватыми и зеленоватыми известняками с прослоями темно-серых кремнистых известняков, кремнистых сланцев и с линзами кремня. В них присутствуют гониатиты и климении, с которыми иногда встречаются брахиоподы. Иногда фауна в них отсутствует. Характерной формой левигитовых слоев является *Levigites laevigata* (M ü n s t.). Из брахиопод присутствуют: *Chonetipustula lachrymosa* (C o n r.), *Plicatifera praelonga* (S o w.), *Monticola roemeri* D a m e s, *Spirifer strunianus* G o s s., *Cyrtospirifer* aff. *julii* D e h e e, *Lamellispirifer posterus* H. et C., *Ambocoelia gregaria* H a l l и др. (по определению Д. В. Наливкина и Б. П. Марковского). Характерны: *Chonetipustula lachrymosa* (C o n r.), *Spirifer strunianus* G o s s., *Cyrtospirifer* aff. *julii* D e h e e. Мощность слоев от 16,8 м на р. Ряузюке до 42,5 м на р. Зигане (табл. 8).

На территории передовых хребтов западного склона Южного Урала отложения фаменского яруса покрываются преимущественно известняками турнейского яруса, с которыми они тесно связаны. Иногда на этих известняках трансгрессивно залегают породы визейского яруса (реки Ергаза, Атя и др.).

Таким образом, девон в области передовых хребтов западного склона Южного Урала представлен средним и верхним отделами. Отложения нижнего девона здесь неизвестны. Они развиты в восточных районах западного склона Южного Урала, где представлены морскими карбонатными осадками жединского и кобленцкого ярусов. Среднедевонская эпоха области передовых хребтов западного склона Южного Урала ознаменовалась морской трансгрессией. Здесь в нижнеэфельское время были развиты терригенные отложения такатинских слоев. Осталь-

ная часть эйфельского века характеризуется накоплением морских терригенно-карбонатных и карбонатных отложений. Суша занимала незначительную территорию в пределах района хр. Кара-Тау и примыкающих к нему областей. В эйфельский, а также живетский век происходило постепенное увеличение трансгрессии с востока и юго-востока на запад и северо-запад, захватившей вначале (в ваяншинское и вязовское время) лишь более восточные части территории, а затем (в кальцеоловое и бийское время) распространившейся далее на запад. В живетский век суша занимала небольшую территорию, примыкающую к району хр. Кара-Тау. Значительную же часть западного склона Южного Урала покрывало море, в котором отлагались преимущественно карбонатные осадки и частично терригенно-карбонатные (чусовские слои).

Перед накоплением франских отложений существовал перерыв в осадконакоплении и размыв более древних образований. Пашийские слои франского яруса трансгрессивно залегают на различных по возрасту отложениях. В ниже- и среднефранское время суша существовала на небольшой площади в восточной части хр. Кара-Тау (которая была захвачена трансгрессией лишь в верхнефранское время), остальную часть территории покрывало море, осадки которого отличаются большим разнообразием фаций. Для средне- и верхнефранского времени характерно зональное распределение относительно глубоководных фаций и более мелководных брахиоподовых фаций.

В фаменский век в области передовых хребтов западного склона Южного Урала сохраняется тот же морской режим и те же зональные фации, что и в верхнефранское время.

С девонскими отложениями на западном склоне Южного Урала связаны такие важные полезные ископаемые, как бокситы, которые здесь местами имеют промышленное значение. Бокситы приурочены к орловским слоям верхнефранских отложений и развиты в бассейнах рек Ая, Юрюзани и Сима. К отложениям доманика франского яруса приурочены горючие сланцы. Они наиболее широко развиты в бассейне р. Лемезы. Песчаники такатинских слоев используются как жерновой камень. Известняки и доломиты среднего и верхнего девона употребляются в качестве строительных материалов.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА (ПРИУРАЛ-ТАУСКАЯ ЗОНА)

Девонские отложения в геологическом строении данной области играют большую роль. Преимущественно этими отложениями сложены главнейшие тектонические структуры Приурал-Тауской зоны: Белорецко-Зилаирский синклинорий, Тирлянская и Юрюзанская мульды. Упомянутые отложения изучались целым рядом исследователей.

А. П. Карпинский (1874) впервые в южной части рассматриваемой территории в результате находок фауны выделил верхнедевонские отложения в бассейне рек Бол. и Мал. Ика. А. А. Штукенберг (1898) в Прибельской полосе южнее с. Каги отмечает на основании находок фауны присутствие нижнего и среднего девона.

Изучением девонских отложений северных районов рассматриваемой территории занимался Ф. Н. Чернышев (1889), которым была предложена схема расчленения этих отложений.

П. Ковалев (1902) севернее с. Каги в толще известняков р. Белой нашел остатки верхнедевонских гониатитов. Л. С. Либрович (1932) известняки рек Бол. и Мал. Ика, а также района р. Ирғизлы подразделил

на нижний, средний девон и франский ярус верхнего девона. Песчанико-сланцевые отложения, составляющие свиту, названную им зилаирской, он отнес к фаменскому ярусу верхнего девона и турнейскому ярусу нижнего карбона. Н. Н. Дингельштедт (1933) в разрезе девонских известняков Тирлянской и Юрюзанской мульд выделил нижний, средний и верхний девон, а Р. Э. Квятковский (1933) в Белорецкой впадине — нижний и средний девон. Д. Г. Ожигановым (1955) в связи с геологической съемкой и тематическими исследованиями в области Белорецко-Зилаирского синклинория выделены две фациальные зоны (западная и восточная) и приведено стратиграфическое расчленение девонских отложений этого синклинория. К. И. Адрианова и Н. Я. Спасский изучали разрезы девона рек Белой, Бол. и Мал. Ика.

А. П. Тяжева (1955) в Тирлянской синклинали обнаружила среди нижнедевонских отложений выходы известняков с жединской фауной. С. Н. Краузе и В. А. Маслов (1958) изучали девонские отложения западного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория главным образом с целью выяснения их литологических особенностей и условий накопления осадков.

Палеогеографическая обстановка образования девонских толщ в Приурал-Тауской зоне имела ряд существенных отличий от условий накопления осадков соответствующего возраста передовых хребтов западного склона Южного Урала, что обусловило некоторые отличительные особенности разреза девона этой зоны от разреза такого же возраста упомянутых хребтов.

Девон Приурал-Тауской зоны представлен всеми тремя отделами. Здесь на обширной площади, в границах Белорецко-Зилаирского синклинория, наблюдаются существенные изменения фациального состава его толщ в направлении с запада на восток: от р. Белой и района рек Бол. и Мал. Ика к массивам Крака и подножию хр. Урал-Тау. В этом отношении девонские отложения как бы унаследуют характерные черты силура данного региона. Но наряду с этим они имеют и свои существенные черты. В сложении их верхних толщ увеличивается значение терригенных осадков как по мощности, так и по площади распространения, а в образовании нижних толщ местами существенную роль играют вулканогенные породы.

НИЖНИЙ ДЕВОН

Нижний девон Приурал-Тауской зоны по литологическому составу и характеру фациальной изменчивости имеет много общего с силуром. Это объясняется сходством палеогеографической обстановки в названной зоне нижнедевонской эпохи с силурийским периодом.

Нижний девон западного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория. Нижнедевонские отложения хорошо обнажены по правому берегу ущелья р. Бол. Ика восточнее дер. Мурадымово. Здесь эти отложения представлены массивными рифовыми и частью слоистыми известняками. В известняках была найдена следующая фауна брахиопод: *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Atrypa comata* Вагг., *Camarotoechia nymphe* Вагг., *Sieberella sieberi* Buch., *Eoreticularia* ex gr. *indifferens* (Вагг.), *Delthyzis(?) orbitas* (Вагг.) и др. (Либрович, 1932; Ожиганов, 1937, 1941). Такой список фауны позволяет известняки, содержащие ее, отнести к кобленцкому ярусу.

А. К. Крылова (1950) в разрезе р. Мал. Ика ниже известняков с указанной фауной кобленцкого яруса выделяет толщу рифовых ортоцерасово-водорослевых и гидроидных известняков. По ее мнению,

эти известняки, как отложения, залегающие непосредственно под известняками с *Karpinskia conjugula* Tschern., можно отнести к жединскому ярусу. Предположительно нижняя часть их принята за образования силура.

Нижнедевонские отложения из района рек Бол. и Мал. Ика уходят на север к р. Белой. Присутствие отложений такого возраста в разрезе толщи карбонатных пород, прослеживающейся вдоль восточной части широтного колена и меридиональной части долины р. Белой, отмечается рядом авторов в нескольких местах, считая от восточной части широтного колена ее до г. Белорецка.

В разрезе р. Иргизла (приток р. Белой) М. А. Камалетдинов выделяет жединский и кобленцкий ярусы.

Жединский ярус представлен массивными серыми, светло-серыми и темно-серыми известняками с фауной брахиопод: *Gypidula acutolobata* var. *uralotjanschanica* Khod. (in litt.), *Septatrypa megera* (Bagg.), *Lissatrypa* sp. Мощность отложений 250—300 м.

Кобленцкий ярус сложен литологически сходными известняками, в которых была найдена фауна: *Sieberella sieberi* Buch., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Atrypa vijaica* Khod. и др. Мощность 450—500 м. Л. С. Либровичем в восточной части широтного колена р. Белой близ устья р. Ямашлы в светлых известняках была найдена фауна нижнего девона: *Karpinskia conjugula* Tschern., *Pentamerus acutolobatus* Sandb., *P.* cf. *integer* Bagg., *Atrypa* cf. *comata* Bagg., *Rugosa* и *Favosites*. Предположительно к нижнему девону им также была отнесена толща указанных известняков, простирающаяся от района р. Ямашлы вверх по р. Белой к устью р. Каны. В районе дер. Миндягулово, находящейся на правом берегу р. Белой, в 2,5 км выше устья р. Каны, А. Штукенберг нашел в известняках остатки *Karpinskia conjugula* Tschern.

В. Г. Егоров и Б. М. Келлер (1948) по р. Белой между деревнями Миндягулово и Киекбаево, а также устьем р. Каны и р. Тютюлени выделили полосу нижнедевонских отложений (бурзянская толща), представленную доломитами и известняками, мощность которых они оценили в 1700 м. В известняках этой толщи они нашли колонии *Favosites helderbergiae* Hall. Эта форма, по мнению Б. С. Соколова, определившего ее, характерна главным образом для D₁.

С. Н. Краузе по правому берегу р. Белой в 3 км выше дер. Миндягулово в известняках бурзянской толщи обнаружил следующую фауну: *Gypidula* sp., *Camarotoechia*(?) cf. *latona* (Bagg.), *Karpinskia vagranensis* Khod., *Karpinskia* ex gr. *conjugula* Tschern., *Spirifer* (*Eiospirifer*) cf. *ignobilis* Khod. А. Н. Ходалевич, определивший эту фауну, считает, что она указывает на нижнедевонский возраст пород, в которых она найдена (жединский ярус?).

По левобережью р. Белой в разрезе ее притока Сакмагуша в толще светлых известняков, залегающих на серменевской свите (лудлов), Д. Г. Ожиганов (1941) обнаружил *Karpinskia conjugula* Tschern. В таких же известняках на р. Белой у дер. Набиуллиной им найдены кораллы *Favosites aspera* d'Ogb., *Pseudamlexus* n. sp. По заключению Е. Д. Сошкиной, определившей эти кораллы, последние относятся к нижнему девону.

А. А. Блохин (1947) при общем обзоре палеозойских отложений Прибельской полосы отмечает, что «между дер. Байназаровой и с. Кага развиты светлые, почти белые доломитизированные известняки и доломиты с редкой фауной нижнего девона».

В Белорецкой впадине в значительно перекристаллизованных светлых известняках р. Белой южнее г. Белорецка Д. Г. Ожигановым были

найжены остатки кораллов *Columnaria minor* Soshk., отнесенных Е. Д. Сошкиной к нижнему девону. Не исключено, что в районе р. Белой нижний девон иногда частично или полностью отсутствует благодаря местным разломам и надвигам.

Мощность нижнего девона в районе рек Бол. и Мал. Ика 500—700 м, а в Прибельской полосе от 100 до 300 м.

Нижний девон Кракинского поднятия и восточной части Белорецко-Зилаирского синклинория. Нижний девон, представляющий верхнюю часть нерасчлененных силуро-нижнедевонских отложений бетринской свиты, залегает на значительной площади в районе Кракинского поднятия. Отсюда эти отложения уходят вдоль восточного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория на юг к нижней части течения р. Урман-Зилашар, не доходя до широтного колена р. Сакмары, в районе которого она срезана местным надвигом. Южнее указанного колена узкая прерывистая полоса названных отложений прослеживается в восточном крыле синклинали, проходящей вдоль восточного подножия хр. Шайтан-Тау Сакмарского поднятия.

В верхних горизонтах верхней подсвиты бетринской свиты в известняках, подчиненных толще глинистых, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев Усмановской брахиантиклинали, Д. Г. Ожиганов нашел фауну: *Karpinskia conjugula* Tschern. (Buch), *Gypidula acutolobata* (Sandb.), *Gypidula optata* (Barr.), *Atrypa reticularis* Lin., *A. ex gr. comata* Barr., *A. aspera* Schloth., *A. cf. duboisi* Vern., *Carinata arimospus* (Echw.), *Crinoidea*, *Rugosa*, *Platyceras* sp., *Stromatopora* sp., *Bryozoa* и др. Известняки, содержащие такую фауну и толщу пород, к которой они приурочены, можно отнести к кобленцкому ярусу нижнего девона, а самые верхние слои ее, возможно, к эйфельскому ярусу среднего девона.

Нижний девон Тирлянской и Юрюзанской синклиналей. Нижнедевонские отложения развиты в Тирлянской и Юрюзанской синклиналях, где они представлены так же, как и в западном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория, известняками, преимущественно рифогенными.

В разрезе Тирлянской синклинали в известняках Ф. Н. Чернышевым (1885) впервые была собрана и определена следующая фауна, отнесенная к нижнему девону: *Gypidula optata* (Barr.), *G. glaberi* Tschern., *Strophomena rhomboidalis* Wilck., *S. stephani* Barr., *Chonetes verneuili* Barr., *Karpinskia conjugula* Tschern., *Atrypa* cf. *compressa* Sow., *Carinata arimospus* Echw., *Platyceras newberryi* Hall, *P. cf. undiiforme* Hall, *P. aff. plicatilis* Hall, *P. (Orthonychia) cornutum* Tschern., *Euomphalus subalatus* Vern., *Vlasta* cf. *tumescens* Barr. и др. Н. Н. Дингельштедт к нижнему девону относил ту часть развитых в Тирлянской и Юрюзанской синклиналях известняков, в которой была найдена *Karpinskia conjugula*.

Юго-западнее Тирлянского завода среди поля нижнедевонских отложений в светло-серых рифогенных известняках А. П. Тяжева обнаружила фауну, отнесенную ею к жединскому ярусу: *Gypidula* sp., *Clorindia* aff. *bijaica* Khod., *Meristella tschernyschevi* Kagr., *Karpinskia conjugula* Tschern., *Septatrypa* (?) *thetis* (Barr.). Видимая мощность этих известняков около 100 м.

К кобленцкому же ярусу А. П. Тяжевой отнесены светло-серые массивные известняки, выступающие восточнее Тирлянского завода по берегам р. Белой и по левому берегу Тирлянского пруда, а также юго-западнее этого завода. В последнем пункте в указанных породах ею найдены: *Enterelasma strictum* Hall., *Gypidula* sp., *Atrypa* sp., *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. cf. fedorovi* Tschern., *Barrandella*

aff. *sergaensis* Khod., *Delthyris* (?) *robustus* (В агг.). Мощность известняков, отнесенных к кобленцкому ярусу, определена в 200 м.

Средний девон западного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория, Тирлянской и Юрюзанской синклиналей. Фаунистически охарактеризованный средний девон в Приурал-Тауской зоне пока установлен в разрезах западного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория, в Тирлянской и Юрюзанской синклиналях. Здесь он пользуется значительным распространением и представлен эйфельским и живетским ярусами.

Эйфельский ярус. Толщи пород, относимые рядом исследователей к эйфельскому ярусу, выступают во многих обнажениях упомянутой зоны, начиная с района р. Бол. Ика на юге и кончая Юрюзанской синклиналью на севере.

А. К. Крылова к эйфельскому ярусу в разрезе р. Бол. Ика отнесла известняки мощностью 30 м, залегающие между известняками нижнего девона и темно-серыми известняками с *Leperditia* ex gr. *barbotana* Schm. К. И. Адрианова и Н. Я. Спасский к эйфельскому ярусу относят рифогенные известняки, протягивающиеся от р. Бол. Ика до устья р. Каны и залегающие непосредственно на карбонатной толще нижнего девона. В разрезе рек Бол. и Мал. Ика в этой толще ими найдены кораллы, характерные, по их мнению, для эйфельского яруса: *Pseudochonophyllum pseudohelianthoides* (Scher.) и *Columnaria floriformis* Soshk.

М. А. Камалетдинов и Р. А. Камалетдинов в разрезе р. Бол. Ика к эйфельскому ярусу относят следующие породы (снизу вверх):

1. Известняки серые, связанные постепенными переходами с кобленцкими карбонатными породами и содержащие фауну: *Gypidula ivdelensis* Khod., *G. pseudoivdelensis* Khod., *G. juno* Khod., *Sieberella sieberi* (Buch), *Conchidiella* ex gr. *rossica* (Karp.), *Camarotoechia nympha* (Barr.), *Ucinulus parallelepipedus* (Bronn.), *Atrypa kolymensis* Nal. *A. flabellata* mut. *prunulum* Gort., *A. cf. submala* Khod., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *K. fedorovi* var. *ivdelensis* Khod., *K. conjugula* Tschern. 15 м
2. Толща аргиллитовых пород 70 „
3. Кварцевые песчаники с брахиоподами: *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Eospirifer irbitensis* (Tschern.) от 0 до 12 „
4. Алевролиты, в кровле которых присутствует линза серого известняка с *Gypidula* ex gr. *ivdelensis* Khod., *Atrypa subalinensis* Nikif., *A. gruenewaldtii* Tschern., *A. kolymensis* Nal., *A. flabellata* mut. *prunulum* Gort., *A. katavensis* Khod., *Spirifer vetutoides* Nal. 40 „
5. Переослаивание аргиллитов и алевролитов, в верхней части их толщи присутствует линза известняка с *Girvanella athonosa* Pia, *G. ducii* Weth., *Vicinishera squalida* Antr. *Parathuramina* ex gr. *dogmarae* Sul. и др. 50 „
6. Рифогенные известняки с *Gypidula ivdelensis* Khod., *G. subvenetus* Khod., *G. biplicata* Schnur., *Sieberella* aff. *sieberi* (Buch), *Camarotoechia nympha* var. *emaciata* (Barr.) и др. брахиоподы, а также кораллы и фораминиферы 35—40 „
7. Известняки с *Acanthophyllum*, *Gypidula ivdelensis* var. *intima* Khod., *G. ivdelensis* Khod., *Sieberella* aff. *sieberi* (Buch.), *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.) и др. 90—100 „

А. П. Тяжева в разрезе эйфельского яруса р. Иргизлы выделяет (снизу вверх):

1. Светлые известняки с *Astrophyllum irgislense* Soshk., *Stenophyllum altum* Soshk. Известняки с *Alveolites*, *Tryplasma devoniana* Soshk. Эта пачка известняков отвечает вязовским слоям района упомянутой дер. Максотово кальцеоловые слои. Известняки с глинистыми промазками с *Favosites goldfussi* Orb., *Syringopora eifeliensis* Schlüt., *Campophyllum soeticum* Schlut., *Zonophyllum parvum* Mark. 5,7 м
2. Бийские слои. Известняки с *Crinoidea*, *Favosites goldfussi* Orb., *Syringopora eifeliensis* Schlut., *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.) 147 „

В районе меридионального течения р. Белой выше устья притока Каны присутствие отложений, принимаемых за образования эйфельского яруса, отмечают многие исследователи. А. Штукенберг к «нижнему горизонту» среднего девона р. Белой относит темно-серые и черные известняки с *Leperditia barbotana* Sch m., в которых впоследствии найдены *Megaphyllum caespitosum* Soshk., *Cladopora vermicularis* (M'Co y), *Alveolites suborbicularis* Lam. и строматопоры. Указанная толща черных и темно-серых известняков в меридиональной части течения р. Белой прослеживается от разреза к разрезу, занимая всюду более или менее определенное положение в них. Подстилают эти известняки толщей, сложенной мелко-среднезернистыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами (кагармановская свита Д. Г. Ожиганова). К. И. Адрианова и Н. Я. Спасский нижнюю часть этой толщи параллелизуют с такатинскими слоями окраинных хребтов западного склона, а верхнюю часть — с ваяшшинскими слоями, относимыми по унифицированной легенде к эйфельскому ярусу. Литологически кагармановская свита существенно отличается от упомянутых слоев западных разрезов. Названные авторы в своих заключениях ссылаются на то, что в породах, принимаемых за ваяшшинские слои, они встретили растительные остатки *Hostimella hostimensis* P. et V. и мелкие остракоды, сходные с остракодами вышележащих черных и темно-серых известняков. К ваяшшинским слоям рассматриваемые отложения относит и С. Н. Краузе, который в районе с. Каги нашел в них также растительные остатки *Hostimella hostimensis*.

Указанные выше палеонтологические остатки, обнаруженные в породах кагармановской свиты, не могут служить достаточным основанием для категорических заключений о принадлежности их к живетскому ярусу.

Некоторыми исследователями (В. Г. Егоров, В. А. Иванова, Б. М. Келлер, Д. Г. Ожиганов и др.) рассматриваемые терригенные отложения условно относятся к самым верхам нижнего девона и низам эйфельского яруса. Также неоднозначно определяется и возраст залегающих выше кагармановской свиты упомянутых выше остракодовых черных и темно-серых известняков меридионального течения р. Белой. А. А. Блохин, Д. Г. Ожиганов, Б. М. Келлер и др. высказываются за эйфельский возраст этих известняков. К. И. Адрианова и Н. Я. Спасский относят их к живетскому ярусу.

Отложения, относимые к эйфельскому ярусу, рядом авторов отмечаются в разрезах Тирлянского и Юрюзанского синклиналей. Г. П. Синчин при детальном изучении разреза среднедевонских отложений района дер. Александровки отнес к эйфельскому ярусу известняки с *Leperditia barbotana* Sch m. А. П. Тяжева (1956) в районе Тирлянского завода к эйфельскому ярусу отнесла толщу известняков мощностью около 200—240 м, в которой встречаются *Leperditia* и *Amphipora*. Указанная толща залегает на известняках кобленцкого яруса и перекрывается известняками кальцеоловых и конхидиевых слоев живетского яруса.

Живетский ярус. Отложения живетского яруса, как и описанного выше эйфельского, рядом исследователей отмечаются во многих разрезах западного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория, начиная от района р. Бол. Ика на юге и кончая Тирлянской и Юрюзанской синклиналями на севере.

А. К. Крылова в разрезе р. Мал. Ика к нижней части живетского яруса отнесла темно-серые известняки с *Leperditia barbotana* Sch m. мощностью около 120 м. Выше этой толщи залегают, как она отмечает, серые известняки с *Conchidiella* ex gr. *pseudobaschkirica* (Tschern.)

мощностью 40 м. Они перекрываются светло-серыми известняками со *Stringocephalus* cf. *burtini* Defr., *Thamnopora* cf. *subaequalis* и др. К. И. Адрианова и Н. Я. Спасский в ущелье р. Бол. Ика к живетскому ярусу отнесли массивные светло-серые, почти белые, известняки, не имеющие резкой границы с известняками, принятыми за образования эйфельского яруса. В первых известняках ими найдены кораллы *Campophyllum litvinovitshae* S o s h k. Авторы отмечают, что переход от эйфельских известняков к живетским постепенный и что граница между ними как в районе р. Бол. Ика, так и севернее, вплоть до р. Каны, ими проводилась условно по «первому проявлению» *Leperditia barbotana* S c h m.

М. А. Камалетдинов и Р. А. Камалетдинов в разрезе р. Бол. Ика к живетскому ярусу относят известняки с *Gypidula multiplicata* R o e m., *A. desquamata* S o w., *A. flabellata* R o e m., *Stringocephalus* cf. *burtini* Defr.

Изучением живетских отложений района меридионального течения р. Белой занимались К. И. Адрианова и Н. Я. Спасский. Описываемый ярус указанного района был ими подразделен на два подъяруса, а также и на «слои».

Нижнеживетский подъярус включает следующие слои (снизу вверх):

1. Вязовские — темно-серые и черные известняки со строматопорами *Amphipora* ex gr. *ramosa* P h i l l., табулятами *Spirocistia uralensis* S o s h k., *Thamnopora* cf. *reticulatus* B l., многочисленными мелкими остракодами *Selebratina uralica* P o l. и крупными остракодами: *Leperditia barbotana* S c h m. Мощность 80—180 м.

2. Кальцеоловые и бийские нерасчлененные слои — серые и темно-серые криноидные известняки со строматопорами *Stromatopora concentrica* G o l d f., амфипорами *Amphipora* ex gr. *ramosa* P h i l l., табулятами *Favosites goldfussi* d' O r b., *Alveolites distinctus* I a n e t, ругозами *Uralophyllum unicum* S o s h k., брахиоподами *Conchidiella baschkirica* (V e r n.). Мощность 200 м.

Верхнеживетский подъярус подразделяется на следующие слои (снизу вверх):

1. Афонинские слои — темно-серые известняки с прослоями кремнистых сланцев и линзами кремня; в разрезе р. Куюкуя (Кайнуя) найдены остатки *Alveolites* ex gr. *cavernosus* L e s., *Thamnophyllum trigemme* (Q u e n s t.). Мощность 80—110 м.

2. Чусовские слои — серые кварцевые песчаники, разрезы по рекам Кага и Куюкуй. Мощность 2—3 м.

3. Чеславские слои — серые и темно-серые известняки в тех же разрезах с *Thamnopora* cf. *reticulata* (d' B l a i n.), *T. polytopora*, *Campophyllum litvinovitshae* S o s h k., *Alveolites mailieuxi* S a l e e. Мощность 60—110 м.

Отмеченные выше слои по простиранию не прослеживались, и в ряде разрезов они выделялись условно.

В Тирлянской и Юрюзанской синклиналиях присутствие отложений D_2^2 было установлено еще Ф. Н. Чернышевым (1887). Им были здесь выделены: горизонт известняков D_2^{2a} с *Pentamerus baschkiricus* V e r n. и горизонт D_2^{2b} с *Stringocephalus burtini*.

Г. П. Синчин в разрезе у дер. Александровки выделил отложения живетского яруса, подразделив их на нижний и верхний горизонты. Нижний горизонт в верхней части сложен известняками с *Conchidiella baschkirica* (V e r n.), а в нижней части — глинистыми сланцами. Верхний горизонт подразделен на нижние и верхние слои. Нижние слои представлены темно-серыми известняками с *Atrypa* aff. *bifidae*-

formis Tschern., а верхние — песчаниками со *Stringocephales burtini* Defr.

А. П. Тяжева подразделяет отложения живетского яруса Тирлянской синклинали и района дер. Александровки Юрюзанской синклинали на слои (некоторые слои выделяются условно).

За ваяшкинские слои ею условно принимается толща доломитов, песчаников и глинистых сланцев района дер. Александровки. По ее мнению, толща эта сходна с ваяшкинскими слоями ст. Вязовой. К остракодовым («вязовским») слоям А. П. Тяжева отнесла темно-серые известняки с *Leperditia barbotana* Schm., *Foreticularia jurezanensis* Tj a z h., *Emanuella* aff. *subumbona* Hall, *Athyris* sp. Мощность более 40 м. В разрезе Тирлянского завода темно-серым известнякам дер. Александровки, по предположению А. П. Тяжевой, соответствуют светлые известняки с табулятами и остракодами.

В районе дер. Александровки выше отмеченных остракодовых известняков залегает пачка глинистых сланцев, а на р. Белой в районе Тирлянского завода — серые известняки с большим количеством колоний: *Favosites goldfussi* Orb. Еще выше по разрезу залегают уже конхидиевые («бийские») известняки с фауной: *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.), *Gypidula fasciculata* (Tschern.), *Emanuella* aff. *subumbona* Hall, *Camarotoechia* sp., *Arcophyllum typus* Mark., *Favosites goldfussi* Orb. и др. Мощность в районе дер. Александровки 75—90 м, а по р. Белой выше Тирлянского завода — около 60 м.

Конхидиевыми известняками, по мнению А. П. Тяжевой, заканчивается разрез нижеживетского подъяруса района дер. Александровки и района Тирлянского завода. В верхнеживетском ярусе этих районов она выделяет ряд слоев в соответствии с унифицированной схемой 1951 г. К инфрадоманику («афонинским слоям») отнесены серые и темно-серые со стяжениями кремня известняки, залегающие на конхидиевых известняках с *Atrypa bifidaeformis* Tschern., *Gypidula fasciculata* (Tschern.), *Styliolina* и др. Мощность в районе дер. Александровки 65—75 м.

Стрингоцефаловые («чеславские») слои на р. Юрюзани Г. П. Синчин вскрыл выработками выше известняков инфрадоманика. Толща представлена песчаниками, алевролитами и глинами. В этой толще им была найдена фауна: *Stringocephalus burtini* Defr. Мощность 50 м.

Верхнедевонские отложения Приурал-Тауской зоны по составу существенно отличаются от отложений такого же возраста передовых хребтов западного склона. В районе передовых хребтов верхний девон представлен преимущественно карбонатными породами, а в Приурал-Тауской зоне в сложении его господствующая роль принадлежит терригенным толщам. Наряду с этим надо отметить и ту особенность, что в верхнедевонскую эпоху в самой Приурал-Тауской зоне не только возросла интенсивность отложения обломочных пород, но и существенно расширилась площадь распространения их. Западные границы этой площади по сравнению с границами терригенных осадков нижнего и среднего девона значительно сместились на запад вплоть до Прибельской полосы. Верхний девон этой зоны*включает образования как франского, так и фаменского ярусов.

Франский ярус западного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория подразделяется Д. Г. Ожигановым на две толщи: нижнюю и верхнюю (темировская подсвита зилаирской свиты). Каждая из этих толщ в названном крыле хорошо прослеживается по простиранию, многократно обнажаясь по берегам р. Белой и ее притокам. Выступают они и в ущелье рек Бол. и Мал. Ика.

Нижняя толща франского яруса в разрезе р. Бол. Ика представлена массивными и неяснослойстыми светлыми известняками. Нижняя граница ее с живетскими отложениями не совсем ясная.

Д. Г. Ожигановым (1937, 1941) в нижней толще в восточном и западном крыльях Икской антиклинали на р. Бол. Ике собрана следующая фауна: *Hypothyridina cuboides* Sow., *Anatrypa micans* Buch., *Atrypa uralica* Nal., *Gypidula brevirostris* Phill., *G. askinica* Nal., *Clyptonella uralica* Nal., *Reticulariopsis koltubanicus* Nal., *Adolfia multifida* Scup., *Pugnax acuminata* Nart., *Rugosa* и др.

Находки аналогичной франской фауны в упомянутой толще в разрезе р. Бол. Ика отмечают А. К. Крылова, К. И. Адрианова и Н. Я. Спасский. Последние указывают на присутствие в ней коралла *Peneckiella minima* Soshk.

Для характеристики нижней толщи франского яруса северных участков западного крыла Белорецко-Зилаирского синклиория кратко остановимся на разрезе ее по р. Куюкую (Кайную).

К. И. Адрианова и Н. Я. Спасский считают, что в основании франского яруса здесь залегает пачка кварцевых песчаников мощностью 2—5 м, которые они относят к пашийским слоям. Выше залегают известняки с *Megaphyllum pashiense* Soshk., которые, по их мнению, следует принять за кыновские слои. Еще выше залегают темно-серые и серые известняки мощностью 145 м, в которых собраны следующие остатки фауны: табуляты — *Thamnopora reticulata* (Blainv.), ругозы — *Campophyllum litvinovitshae* Soshk., брахиоподы — *Atrypa* sp., *Spirifer* sp. и гастроподы.

Отмеченные породы нижней толщи отнесены к нижнему и среднему подъярусам франского яруса. За верхнефранские образования приняты ими маломощная пачка известняков, залегающая непосредственно у контакта с темировской подсвитой. В этой пачке Д. Г. Ожиганов у самого контакта ее пород со сланцами темировской подсвиты нашел *Hypothyridina cuboides* Sow., *Pugnax acuminata* Mart., *Elytha undifera* Roem., *Reticulariopsis koltubanicus* Nal., *Atrypa uralica* Nal. и другие брахиоподы, а также *Goldius granulatus* Goldf., *Phacops*, *Platyceras* sp., *Orthoceras* sp., *Crinoidea*, *Rugosa* и др. Аналогичная по составу франская фауна была им же обнаружена в верхней толще, также близ контакта ее с породами зилаирской свиты у пос. Новобельского, вблизи северной границы перидотитового массива Северный Крака.

Севернее и южнее р. Куюкуя (Кайнуя) описываемая нижняя толща несколько меняется в составе. В верхней ее части появляются подчиненные известнякам слои плитчатых кремнистых сланцев (район дер. Кагармановой, а также район р. Ашкарки) и пласты кварцевых песчаников (р. Белая у дер. Темировой и Байназаровой, притоки р. Белой: Кага, Ижбулдин ключ, Явгазлы, Южн. Узян и др.).

Верхняя толща франского яруса верхнего девона, *темировская подсвита** *зилаирской свиты*, наиболее типично выражена по обоим берегам р. Белой у дер. Темирово и по р. Южн. Узяну. Для толщи характерно господство листоватых сланцев, значительная часть которых относится к типу промышленных кровельных сланцев. В сложении подсвиты принимают участие граувакковые песчаники и алевролитовые сланцы. Они встречаются в виде прослоев и пачек, обычно подчиненных туфогенным сланцам.

* По стратиграфическому положению и составу эта подсвита отвечает верхней толще яумбайской подсвиты разреза зилаирской свиты восточного крыла Белорецко-Зилаирского синклиория и района массивов Крака. (Прим. ред.)

Из района дер. Темирово полоса пород верхней толщи прослеживается как на север, так и на юг, причем в том и другом направлении отмечается некоторое изменение ее сложения. В северном направлении постепенно уменьшается ее общая мощность, а состав сланцев становится более однообразным. В южном направлении мощность толщи, наоборот, возрастает за счет увеличения мощности горизонтов сланцев и залегающих между ними пачек граувакковых песчаников. Все это можно наблюдать в поперечной глубокой долине р. Каны и у дер. Атиковой.

Южнее р. Каны отложения верхней толщи (темировская подсвета) прослеживаются вдоль западного крыла Белорецко-Зилайрского синклинория до р. Бол. Ика и далее до Семиколенной горы, находящейся у Зилайрского тракта. Местами в разрезе ее появляются пласты и линзы известняков, увеличивается роль песчаников и алевролитов, появляются пачки кремнистых сланцев. Примером в данном случае может служить разрез толщи в ущелье р. Бол. Ика, в котором обнажаются (снизу вверх):

1. Алевролиты и песчаники граувакковые с тонкими прослоями туфогенно-глинистых листоватых сланцев	до 20 м
2. Песчаники, алевролиты и сланцы граувакковые с прослоями плитчатых кремнистых сланцев	до 45 „
3. Известняки темно-серые, серые и светло-серые с фауной франкского яруса: <i>Hypothyridina cuboides</i> Sow., <i>Anatrypa micans</i> Buch., <i>Atrypa uralica</i> NaI., <i>Gypidula biplicata</i> Schnur	25 „
4. Песчаники граувакковые среднезернистые с растительными отпечатками	12 „
5. Граувакковые сланцы и песчаники с прослоями кремнистых сланцев	до 100 „
6. Известняки мелкозернистые светло-серые, местами содержащие фауну: <i>Cyrtospirifer tentaculum</i> Vern., <i>C. verneuili</i> Mursh., <i>Pugnioides triaequalis</i> Goss., <i>Atrypa bifidaeformis</i> Tschern., <i>A. uralica</i> NaI. и др.	до 30—35 м
7. Кремнистые сланцы	15—18 „
8. Известняки серые с члениками криноидей	1 „
9. Кремнистые сланцы	до 15 „
10. Песчаники граувакковые грубозернистые с прослоями кремнистых сланцев	8 „
11. Железистые кремнистые сланцы	20 „
12. Сланцы туфогенно-глинистые, близкие к кровельным сланцам, с линзами и прослоями граувакковых песчаников и кремнистых сланцев	до 25 „

Далее, выше по течению реки (в ее крутых берегах) выступают уже обнажения вышележащей подсветы — канской, сложенной преимущественно граувакковыми песчаниками.

Некоторые авторы (Л. С. Либрович, А. К. Крылова) склонны считать известняки данного разреза образованиями, относящимися к сплошному девонскому массиву карбонатных пород западного крыла Белорецко-Зилайрского синклинория, объясняя факт присутствия их здесь приуроченностью к ядрам антиклинальных складок.

В описанном разрезе р. Бол. Ика известняки, встречающиеся среди песчанико-сланцевых отложений темировской подсветы, фациально связаны с ними. Для состава этой подсветы вообще характерно присутствие карбонатных прослоев незначительной мощности. Изредка встречаются линзы и пласты известняков, достигающие нескольких метров мощности. К таким образованиям, по мнению Д. Г. Ожиганова, и следует отнести отмеченные известняки. В этом случае верхнефранкская фауна, встреченная в известняках, залегающих среди терригенных пород темировской подсветы, может рассматриваться как показатель верхнефранковского возраста последней.

Темировская подсвета от разреза р. Бол. Ика прослеживается на юг вдоль осевой части Икской антиклинали, осложняющей западное

крыло Белорецко-Зилаирского синклинория. В этом направлении в сложении ее снова, как в северных разрезах этого крыла возрастает значение тонко рассланцованных туфогенных сланцев и местами появляются подчиненные им пласты известняков. Примером могут служить разрезы подсветы в районе Семикоденной горы и по р. Ямашле. Мощность подсветы колеблется в пределах 80—500 м.

Франский ярус Краинского поднятия и восточного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория представлен почти полностью терригенными отложениями яумбайской подсветы зилаирской свиты.

Яумбайская подсвета сложена тонкозернистыми туфогенными сланцами типа кровельных. В границах ее распространения известно несколько промышленных месторождений этих сланцев, которым подчинены слои и целые пачки граувакковых песчаников и алевролитовых сланцев. Местами в сложении подсветы участвуют кремнистые сланцы и известняки, встречающиеся в виде прослоев и плоских линз. В верхней толще подсветы, отвечающей по составу и возрасту темировской подсвете, в разрезах правых притоков р. Белой — Куюкуя (Кайнуя) и Апшака — в плотных однородных известняках мощностью менее 1 м, Д. Г. Ожигановым обнаружена богатая фауна, определенная Д. В. Наливкиным: *Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa uralica* Nal., *A. aspera* Schloth., *Anatrypa micans* Buch., *Gypidula biplicata* Schnur, *G. askynica* Nal., *Griptonella uralica* Nal. и другие брахиоподы, а также *Bronteus granulatus* Goldf., *Goniatitidae*, *Rugosa*, *Tabulata*, *Gastropoda*.

Приведенная фауна указывает на франский возраст верхней части яумбайской подсветы. В нижних горизонтах подсветы остатки фауны не найдены, и возраст их может быть определен условно. Эти горизонты залегают ниже слоев с указанной франской фауной и подстилаются как по периферии Краинского поднятия, так и в восточном крыле Бельско-Зилаирского синклинория породами бетринской свиты. В Усмановской антиклинали эта свита в самых верхах своего разреза, у контакта с яумбайскими породами, представлена известняками с фауной кобленцкого яруса.

Полоса отложений яумбайской подсветы зилаирской свиты восточного крыла Белорецко-Зилаирского синклинория вдоль подножия хр. Урал-Тау тянется на большом протяжении: от Белорецкой впадины до широтного колена р. Сакмары и южнее по восточную сторону Сакмарского поднятия. Сохраняя на всем этом протяжении отличительные черты своей литологии, она изменяется по мощности и степени развития тех или иных фаций. Мощность ее значительно возрастает в районе р. Ятвы и восточной части Белорецкой впадины, а также в районе р. Каны и ее притоков. Одновременно с этим наблюдается некоторое возрастание в разрезах подсветы роли граувакковых песчаников и алевролитов, а также появление среди сланцев прослоев и пачек кремнистых пород (с. Кананикольское).

Мощность подсветы в районах ее максимального развития достигает 700 м.

Фаменский ярус Белорецко-Зилаирского синклинория представлен отложениями канской подсветы зилаирской свиты.

Канская подсвета. В восточной части Белорецко-Зилаирского синклинория отложения яумбайской, а в западной части — темировской подсветы перекрываются породами канской подсветы, приуроченной к ядру данной сложной структуры. Широкая полоса этой подсветы пересечена глубокой долиной р. Каны, где по скальным обнажениям прослеживается почти сплошной ее разрез от притока Симониха на востоке до долины притока Курка-Тау на западе. В этих крайних пунктах

можно видеть переход от отложений с преобладанием сланцев (жумбайская и темировская подсвиты) к вышележащим толщам, в сложении которых господствующая роль принадлежит песчаникам (канская подсвита). Полный разрез канской подсвиты наблюдается также в глубокой поперечной долине р. Южн. Узьяна.

Господствующими породами подсвиты — граувакковые песчаники — представлены грубо-, средне- и мелкозернистыми разностями, образующими или обособленные горизонты и пачки или горизонты переслаивания. Песчаниковые толщи всегда содержат подчиненные прослои сланцев, близких по своей текстуре и другим свойствам к кровельным сланцам, а также прослои и пачки алевролитовых сланцев. В разрезах канской подсвиты встречаются пласты известняков.

Иногда песчаники бывают гравийными и мелкогалечными. Мелкие гальки различной степени окатанности таких разновидностей песчаников состоят из кварца, кремнистых пород и реже метаморфических сланцев и известняков. Изредка среди песчаников в виде подчиненных им слоев встречаются конгломераты.

Состав песчаников довольно разнообразный. Слагающие их округлые, полуокруглые и угловатые зерна представлены обломками кремнистых и глинистых сланцев, кварцевых песчаников, слюдястых кварцитов, различных метаморфических слюдяных сланцев, зеленых сланцев, габбро-диабазов, спилитов, различных по составу туфов, плагиогранитов и других пород. В районах, тяготеющих к Кракинскому поднятию, в составе песчаников обнаружены редкие зерна серпентинитов и хромита (Ожиганов, 1941). Кроме обломков указанного состава, в песчаниках встречаются зерна отдельных минералов: кварца, эпидота, плагиоклазов, магнетита, ильменита, сфена и др. Цемент песчаников состоит из мелких обломков перечисленных пород и минералов и тонкозернистого туфогенного и глинистого материала, несколько углистого и известковистого.

Судя по условиям залегания, канскую подсвиту следует отнести к фаменскому ярусу. Есть и некоторые другие данные, подтверждающие такое заключение о ее возрасте. Среди них заслуживают внимания выходы известняков и конгломератов на реках Бердяше и Теколи (Ожиганов, 1937, 1941). На правом берегу р. Теколи близ ее устья и на правом берегу р. Бердяша, выше впадения р. Теколи, имеются обнажения, сводный разрез которых характеризуется следующим порядком залегания пород (снизу вверх):

1. Грубозернистые граувакковые песчаники. Мощность до 35 м.
2. Туфогенные алевролитовые сланцы с прослоями аспидных сланцев и грубозернистых граувакковых песчаников до 15—25 м
3. Конгломерат с известковым цементом, с гальками органогенных известняков и угловатыми обломками кремнистых сланцев. Изредка встречаются гальки слюдяных сланцев и слюдяных кварцитов, очень похожих на соответствующие породы суваянского комплекса хр. Урал-Тау до 15 ..
4. Известняки серые песчаниковидные, сланцеватые с прослоями грубозернистых граувакковых песчаников и с редкими угловатыми обломками кремнистых сланцев до 4 ..
5. Граувакковые песчаники.

Размер галек и угловатых обломков в конгломератах различен, но обычно не превышает 4—5 см. Изредка в них встречаются почти неокатанные глыбы окремнелых темно-серых известняков размером до 0,60 м.

Большой интерес представляют гальки органогенных известняков, остатки фауны в которых позволяют судить о возрасте толщ, подверг-

шихся размыванию во время накопления осадков канской подсвиты. Из фауны, собранной в гальках, Е. Д. Сошкиной определены кораллы *Thamnophyllum morganse* S o s h k., *Phillipsastraca Ibergensis* R o e m., характерные, по ее мнению, для франского яруса, и Д. В. Наливкиным — брахиопода *Camarotoechia nympa* (В а г г.), относящаяся, по его заключению, к нижнему девону и низам среднего девона.

Таким образом, судя по остаткам фауны, встреченной в гальках конгломератов, канскую подсвиту можно отнести к фаменскому ярусу. В последнее время получены данные, подтверждающие фаменский возраст отложений канской подсвиты. Это — находка в верховьях безымянного притока р. Касмарки, небольшой линзы известняка с остатками руководящих брахиопод фаменского яруса: *Liorhynchus baschkiricus* T s c h e r n.

Во время накопления осадков канской подсвиты происходил размыв девонских отложений в пределах самой же Приурал-Тауской зоны. Следует обратить также внимание на присутствие в конгломератах метаморфических сланцев, очень похожих на сланцы хр. Урал-Тау, что свидетельствует о размыве в фаменский век метаморфических пород этого хребта.

Состав господствующих пород канской подсвиты, граувакковых песчаников, пользующихся широким распространением в зилаирской свите, указывает, что в верхнедевонское время не только хр. Урал-Тау, но и многие другие древние структуры Южного Урала испытывали воздымания и подвергались размыву. Мощность канской подсвиты непостоянна. В синклинале, окружающей Кракинское поднятие, она колеблется в пределах 300—500 м, а южнее этого поднятия в местах наибольшего погружения центральной зоны синклинория 1200—1400 м.

Приведенная выше схема расчленения зилаирской свиты (по Д. Г. Ожиганову) несколько изменена Б. М. Келлером (1949), который самой древней толщей названной свиты также считает яумбайскую «свиту» (подсвиту), относящуюся к франскому ярусу и залегающую на нижнедевонских породах бетринской свиты. На яумбайскую свиту налегает асташская. Разрез зилаирской свиты завершается авашлинской свитой. Обе последние свиты отвечают канской подсвите, выделенной Д. Г. Ожигановым.

Верхний девон Юрюзанской и Тирлянской синклиналей. Н. Н. Дингельштедт в районе дер. Александровки выделил известняки с фауной франского яруса *Spirifer katavensis* N a l.

Залегающие выше этих известняков полимиктовые песчаники и глинистые сланцы он отнес к зилаирской свите.

Д. Г. Ожиганов в разрезе зилаирской свиты в Юрюзанской синклинали выделил нижнюю толщу с преобладанием сланцев (темировская подсвита) и песчаников (канская подсвита).

В заключение описания девонских отложений Приурал-Тауской зоны отметим следующее:

1. Разрез девонских отложений этой зоны по сравнению с отложениями такого же возраста передовых хребтов — более полный. Здесь присутствуют фаунистически охарактеризованные карбонатные толщи нижнего девона, которые отсутствуют в районе указанных хребтов.

2. Девон передовых хребтов сложен преимущественно известняками. В Приурал-Тауской зоне в разрезе девона большая роль принадлежит терригенным и местами вулканогенным породам. В указанной зоне с запада на восток наблюдается четко выраженная фациальная изменчивость девонских отложений. В этом направлении в нижнем и

среднем девоне, а также во франском веке верхнего девона происходило замещение карбонатных осадков терригенными.

3. Роль терригенных осадков в ходе геологической истории девона Приурал-Тауской зоны постепенно возрастала. К концу девона, в фаномский век, этот тип осадков был господствующим.

4. Обломочный материал в девонский бассейн поступал с востока. По мере накопления осадков в этот бассейн поступало все большее количество терригенного материала за счет постепенного развития поднятий, охватывающих все новые площади в зоне хр. Урал-Тау, в районе массивов Крака и даже временами в границах распространения самой зилаирской свиты.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА

В пределах восточного склона Южного Урала девонские отложения представлены преимущественно вулканогенными образованиями базальтово-риолитовой, андезито-базальтовой и андезито-дацитовой формаций с подчиненными им осадочными породами. В структурном отношении они приурочены к Магнитогорскому синклинорию, к наложенным мульдам и синклиналим прогибам Восточно-Уральского антиклинория.

В истории изучения отложений девонской системы описываемой территории выделяется несколько периодов. К первому (конец XVIII и первая половина XIX века) относятся маршрутные исследования Гофмана и Гельмерсена, Розе, Мурчисона, Меглицкого и Антипова, Мушкетова и других исследователей.

Для второго периода (вторая половина XIX века) существенное значение имели исследования Ф. Н. Чернышева (1889), заложившего основы схемы стратиграфии девонских осадочных пород.

Наиболее крупные успехи в области изучения девонских вулканогенных толщ достигнуты в третьем периоде, уже в советское время, начиная со второй четверти нашего столетия. Эти достижения связаны с исследованиями Л. С. Либровича (1931, 1936) впервые разработавшего стратиграфию зеленокаменных пород восточного склона на примере Кизил-Уртазымского района Южного Урала. Девонские вулканогенные образования более северных районов восточного склона изучались Н. К. Высоцким (1932), Н. Н. Дингельшtedтом (1932), В. С. Коптевым-Дворниковым (1933), Ф. И. Кавалевым (1945), Н. П. Херасковым (1942, 1945, 1951), Н. П. Споровым (1939, 1940, 1942), О. А. Нестояновой (1940) и др. В последние годы девонские отложения западной части Магнитогорского синклинория изучались Я. Я. Вецлером, М. Ш. Биковым, Ю. Л. Куваевским, В. М. Кривоносовым, В. С. Шарфманом, О. А. Нестояновой и др. В пределах Восточно-Уральского антиклинория породы девонской системы изучались К. И. Дворцовой (1946), Я. Я. Вецлером (1953), А. В. Ключихиным (1956, 1958), В. Н. Красновой (1956, 1959) и др.

Девонские отложения рассматриваемой территории относятся к нижнему, среднему и верхнему отделам системы. Они расчленены на следующие свиты: ирендыкскую, карамалыташскую, улутаускую, колтубанскую и зилаирскую.

Нижний девон Магнитогорского синклинория. Древнейшие девонские вулканогенные образования восточного склона выделены в ирендыкскую свиту. Выходы пород ирендыкской свиты слагают осевые части и склоны крупнейших горных массивов восточного склона Южного

Урала: Кидыш, Большой Кумач, Ирендык (Северный), Крыкты, Ирендык и др. Кроме того, отложения ирендыкской свиты нередко приурочены к возвышенностям и пониженным частям рельефа, разделяющим горные гряды.

Ирендыкская свита впервые была выделена Л. С. Либровичем (1932) для авгитовых порфиров хр. Ирендык, по имени которого и получила свое название.

Л. С. Либрович (1944) предложил следующее расчленение ирендыкской свиты (снизу вверх): нижняя, или первая, подсвита (толща) — поляковская преимущественно спилито-диабазовая или кремнисто-спилитовая; вторая — крыктинская (по хр. Крыкты), преимущественно туфопорфиритовая; третья — карамалыташская (по г. Карамалы-Таш), существенно диабазово-альбитофирровая и четвертая — бугулыгырская, преимущественно яшмово-кремнистая. Несколько отличную схему приводит Н. П. Херасков (1951), который в ирендыкской свите выделяет: нижнюю толщу — диабазовых порфиров, спилитов с подчиненными им туфами и известняками с фауной силура; среднюю толщу — пироксен-плагиоклазовых порфиров, их туфов и вулканических брекчий; верхнюю толщу — диабазов, диабазовых порфиров, спилитов, альбитофиров, кварцевых альбитофиров и их туфов с прослоями яшм.

В. С. Коптев-Дворников (1933), Ф. И. Ковалев (1945), О. А. Нестоянова (1940), В. М. Сергиевский (1951) при геологическом картировании вулканогенных толщ на больших площадях ирендыкскую свиту выделили в сокращенном объеме и относили к ней мощные толщи туфов, порфиров и вулканических брекчий андезито-базальтового состава.

В настоящее время эта точка зрения на объем ирендыкской свиты получила широкое признание среди южноуральских геологов, занимающихся составлением геологических карт различного масштаба. В таком же объеме ирендыкская свита принята в легендах к геологическим картам.

Описание стратиграфических разрезов и фациальные особенности ирендыкской свиты приводятся по отдельным районам последовательно с севера на юг.

В Учалинском районе, в его северной части, ирендыкская свита образует две полосы распространения: западную и восточную. Наиболее значительной является восточная полоса, протягивающаяся в восточной части территории и уходящая на север в Миасский район. Здесь породы ирендыкской свиты слагают горные хребты Кидыш, Большой Кумач и Ирендык (Северный), вытянутые в субмеридиональном направлении. В южной части Учалинского района породами ирендыкской свиты сложены хребты Узункыр, Стубияк, Машагыр и др.

В структурном отношении породы ирендыкской свиты приурочены здесь к крыльям крупной (Поляковской) антиклинальной зоны. Для восточной (Северо-Ирендыкской) полосы лучшие разрезы ирендыкской свиты устанавливаются на широте пос. Колосс, по р. Краснохте и левобережью р. Шартымки (дер. Туляково), где свита подразделяется на три толщи (снизу вверх): 1) слоистая толща из кристаллокластических туфов, туфопесчаников с прослоями яшмовидных кремнистых туффитов и яшм. К этой толще приурочено известное месторождение яшм «Ямское»; 2) толща туфобрекчий, туфов и покровов пироксеновых порфиров; 3) переслаивание литокластических, кристаллокластических туфов пироксен-плагиоклазовых порфиров, туффитов, иногда туфопесчаников. Все эти породы собраны в крупные складки с углами падения около 60—80°. В северном продолжении Ирендыка (хр. Кидыш,

Большой Кумач) среди пород ирендыкской свиты присутствуют дайки диорит-порфиритов, а в зонах рассланцевания развиты «мулдакаиты» — продукты гидротермального метаморфизма туфов пироксеновых порфиритов. По широкому распространению вулканических брекчий, гиганто-агломератов в хребтах Ирендык и Большой Кумач намечаются активные центры вулканической деятельности, к которым были приурочены выбросы и излияния лав андезито-базальтового состава. В южной части хр. Ирендык, к югу от широтного течения р. Шартымки, ирендыкская свита представлена преимущественно туфами, слагающими пониженные пространства. В верховье р. Колтырмы и р. Ташбиика породы ирендыкской свиты погружаются под более молодые отложения карамалыташской свиты. Западная (Вознесенская) полоса пород ирендыкской свиты по сравнению с восточной имеет прерывистый характер и отличается сокращенными мощностями; она лучше представлена в окрестностях с. Вознесенки, где слагает западное крыло Вознесенской антиклинали. Здесь породы ирендыкской свиты ложатся непосредственно на известняки, содержащие *Plectatrypa marginalis* Dal m, *Gypidula Olga* K h o d. и др. В нижних горизонтах присутствуют литокластические туфы кварцевых порфиритов, иногда с обломками нижележащих известняков. Выше залегают туфы, отчасти покровы пироксеновых и диабазовых порфиритов. Общая мощность этих образований 250—500 м. В северном направлении туфы пироксеновых и кварцевых порфиритов замещаются туфопесчаниками и отчасти известняками с *Karpinskia fedorovi* T s c h e r n. В южном направлении ирендыкская свита быстро сокращается в своей мощности и на широте дер. Малое Муйнаково выклинивается или, возможно, срезается разрывными нарушениями.

В виде незначительных полосок, ограниченных разрывными нарушениями, породы ирендыкской свиты появляются на северо-восточном берегу оз. Ургун (Ургунская полоса), откуда они протягиваются на южный берег р. Ургуна. Здесь эти породы представлены в нижних горизонтах преимущественно туфами кварцево-пироксеновых, отчасти роговообманковых порфиритов и туфопесчаниками, в которых наблюдается обилие угловатых и окатанных обломков пироксена и кремнистых сланцев. Верхние горизонты сложены туфами пироксеновых порфиритов. К северу от Учалинского рудника они погружаются под спилито-кератофировые толщи карамалыташской свиты.

В юго-западной части Учалинского района породы ирендыкской свиты также слагают восточную, Узункырскую, и западную, Машагарскую, полосы, вытянутые в субмеридиональном направлении. В тектоническом отношении они приурочены к осевым частям антиклиналей, иногда к моноклиналям. В восточной полосе, в районе г. Мамалик, ирендыкская свита представлена пироксеновыми порфиритами, вулканическими брекчиями и их туфами, развитыми по обе стороны р. Урала до широты дер. Наурузовой. В более южном направлении в сложении ирендыкской свиты существенную роль играют грубообломочные туфы и туфоконгломераты, содержащие иногда обломки кремнистых сланцев и известняков. Далее на юг, уже в северной части хр. Узункыр, развиты туфы и покровы пироксеновых, реже роговообманковых порфиритов, слагающие Узункырскую антиклиналь. В верхних горизонтах ирендыкской свиты, западнее дер. Баталовой и на юго-восточном берегу оз. Ус-Куль, развиты известняки рифогенного характера с остатками фауны: *Stropheodonta stephani* B a r t., *Carinata arimaspus* E i c h w. *Karpinskia conjugula* T s c h e r n., *Wilsonella princeps* B a r t., *Atrypa* cf. *desquamata* S o w. (определения Б. П. Марковского), указывающие на кобленцкий и, возможно, низы эйфельского яруса. По мнению В. М. Сер-

гиевского, указанные известняки залегают трансгрессивно на породах ирендыкской свиты. Однако вопрос о соотношении указанных известняков и вулканогенных образований ирендыкской свиты (до вскрытия контактов) остается неясным.

Западная полоса является северным продолжением Ирендыкской антиклинали. Эта полоса в северной части сложена преимущественно туфами пироксеновых порфиритов, а на широте пос. Миндяк — туфами кварцево-роговообманковых порфиритов, отчасти туфопесчаниками и туфоконгломератами. Местами преимущественно на крыльях Ирендыкской антиклинальной структуры встречаются светло-серые, иногда белые мраморизованные известняки. В них восточнее дер. Казакулово О. А. Нестояновой собрана фауна *Plectatrypa* aff. *marginaloides* Nal., *Atrypa* cf. *flabellata* mut *prunulum* Gort. (определения М. А. Ржонницкой) и стебли криноидей *Cypressocrinus crassus* Jolt., по определению Р. С. Елтышевой относящиеся к эйфельскому ярусу. Позднее из указанного пункта М. Ш. Биковым собраны *Gypidula ivdelensis* var. *intima* K h o d., *Atrypa* ex gr. *desquamata* S o w., *Delthyris mansy* K h o d.

В Абзелиловском районе породы ирендыкской свиты имеют весьма широкое распространение; ими сложены наиболее высокие массивы восточного склона Южного Урала — Крыкты, Куркак и Ирендык. Первые породы ирендыкской свиты для северной части района были выделены Н. К. Высоцким (1932) и Н. П. Споровым (1939, 1942), а для южной части — О. А. Нестояновой (1939, 1940, 1946). Эталонным разрезом ирендыкской свиты может являться разрез, вскрытый в поперечной долине р. Бол. Кизила (от паровой мельницы на западе до дер. Кулакасовой на востоке), где наиболее четко выражена антиклинальная структура ирендыкской зоны. Здесь ирендыкская свита подразделяется на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя толща слагает осевую часть Ирендыкской антиклинальной зоны. Она представлена лавовыми брекчиями диабазовых порфиритов, туфами и покровами роговообманковых порфиритов с подчиненными прослоями кремнистых туффитов и белых мраморизованных известняков. Последние залегают линзовидными прослоями значительной мощности и содержат местами остатки стеблей: *Cyclocyclicus* ex gr. *verrucosus* sp. n., *Cyclocyclicus bohemicus* sp. n., *Pentagonocyclicus kisi-lensis* sp. n., и формы, переходные от силура к нижнему девону (определения Р. С. Елтышовой). Редко встречаются остатки рогоз *Pseudochonophyllum* sp. (определение Е. Д. Сошкиной).

Средняя толща — чередования туфов, туфобрекчий, лав и туффитов андезито-базальтового состава — подразделяется на две подтолщи; в основании нижней подтолщи залегают маломощные туфопесчаники и яшмовидные туффиты. Выше развиты туфы пироксеновых порфиритов; туфам подчинены редкие прослои лавовых брекчий пироксеновых порфиритов. Верхнюю подтолщу слагают туфы, туфолавы, вулканические брекчии с подчиненными покровами пироксеновых порфиритов.

Верхняя толща ирендыкской свиты представлена ритмичным чередованием грубообломочных литокластических, кристаллокластических и тонкозернистых слоистых туфов, преимущественно пироксено-плагиоклазовых, плагиоклазовых порфиритов и кремнистых яшмовидных туффитов.

Юго-западнее оз. Банное на туфы пироксеновых порфиритов верхов ирендыкской свиты налегают светло-серые известняки, в которых найдены остатки кораллов *Grypophyllum* cf. *striatum* S o s h k., *Zelophyllia* ex gr. *tabulata* S o s h k., *Tryplasma devoniana* S o s h k., *Acanthophyllum* ex gr. *hetarophyllum*, указывающие на принадлежность известняков к кобленцу и эйфелю (сборы В. М. Кривоносова, определения

Н. Я. Спасского). Мощность ирендыкской свиты по разрезу р. Бол. Кизила достигает до 3000 м. Западное крыло Ирендыкской антиклинали сложено туфами и покровами пироксеновых порфиритов, иногда туфопесчаниками.

На восточном берегу оз. Банное, к югу от Кусимовского рудника, среди туфобрекчий основного состава, залегающих под яшмами бугулыгирского горизонта, имеются небольшие включения обломков известняков, содержащих многочисленные остатки фауны: *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. ex gr. consueto* Gort. и др. (сборы Н. П. Спорова, определения А. Н. Ходалевича).

На широте г. Магнитогорска (вблизи дер. Юлдашевой) породы ирендыкской свиты восточной полосы погружаются под диабазо-альбитофирную толщу карамалыташской свиты и яшмы бугулыгирского горизонта. Западная полоса непрерывно продолжается в Баймакский район.

В Баймакском районе породы ирендыкской свиты были выделены впервые Л. С. Либровичем (1932) и названы им по хр. Ирендыку. На широте Баймака разрез ирендыкской свиты представляется в следующем виде (от более древних к молодым):

1. Туфы и лавовые брекчи кварцево-пироксеновых порфиритов, содержащие обломки (размером до 0,7—1 м) кварцевых порфиритов. Им подчинены покровы и туфы кварцевых и пироксеновых порфиритов.

2. Туфобрекчи и лавовые брекчи пироксеновых порфиритов, ритмично чередующиеся с прослоями обломочных (литокластических) и слоистых туфов. В осевой части местами отмечаются прослои слоистых туфов и кремнистых туффитов. В лавовых брекчиях обломки (размером от 0,3 до 0,7 м) представлены преимущественно пироксеновыми порфиритами с порфиритовыми выделениями пироксена размером до 1 см. Иногда здесь встречаются дайки и неки пироксеновых порфиритов.

3. Преимущественно туфы пироксеновых порфиритов с подчиненными прослоями туфобрекчий и туффитов. В верхах толщи юго-западнее дер. Бахтегареевой Ю. Л. Куваевским (1959) описаны две линзы мраморизованных известняков, в которых им собраны остатки фауны: *Grypophyllum* sp. и стебли: *Cyclocyclicus verrucosus* sp. n., *C. var. p. magna* *Rhodocrinus* sp., указывающие (по определению Р. С. Елтышевой) на нижнедевонский возраст (кобленский ярус) вмещающих слоев. В самых верхах этой толщи (в 200 м к востоку от марганцевого месторождения «Северо-файзилинское») собраны остатки стеблей: *Cupressocrinus abbreviatus* Joldt. и другие характерные, по Р. С. Елтышевой, для эйфельского яруса.

К юго-востоку от рудника Юлалы и северо-западнее дер. Ишмухаметово породы ирендыкской свиты в связи с погружением структуры скрываются под туфы улутауской свиты. Верхняя часть ирендыкской свиты представлена здесь туфами пироксеновых и роговообманковых порфиритов с прослоями самих порфиритов. В самых верхах свиты местами (в восточном крыле) присутствуют конгломераты (мощностью до 2 м) с угловатыми и хорошо окатанными обломками кварцевых альбитофиров, порфиритов и их туфов. На них непосредственно залегают туфопесчаники улутауской свиты и яшмы бугулыгирского горизонта. Однако полного замыкания здесь не происходит, и юго-западнее дер. Ишмухаметовой (к юго-востоку от горы Балта-Тау) вновь появляются выходы лавовых, вулканических брекчий и туфов пироксеновых порфиритов ирендыкской свиты. Отсюда породы ирендыкской свиты прослеживаются, по данным В. С. Шарфмана (1958), на юг в Хайбуллинский район и прилегающую территорию Оренбургской области.

В Орско-Халиловском и Ново-Орском районах в южной части Магнитогорского синклиория ирендыкская свита, представлена грубообломочными и кристаллокластическими туфами с подчиненными им покровами андезито-базальтового состава и более редкими прослоями яшмовидных кремнистых туффитов и яшм. Для окрестностей пос. Но-

вочеркасского В. С. Шарфман (1959) приводит следующий разрез ирендыкской свиты:

1. Туффиты, туфы и красные яшмы, мощность	10 м
2. Туфоконгломераты и туфобрекчии смешанного состава, мощность	70 „
3. Миндалекаменные диабазы, мощность	25 „
4. Туфобрекчии плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов, мощность	100 „
5. Переслаивание туфов с туффитами с редкими прослоями туфобрекчии андезитового состава, мощность	170 „
6. Преимущественно туфобрекчии андезитового состава, мощность	425 „

К югу от пос. Новочеркасского отложения ирендыкской свиты выпадают из разреза.

Северо-западнее г. Орска, по р. Сухой Губерле, в 2 км восточнее дер. Ишкининой, встречены известняки с остатками фауны *Sieberella ex gr. sieberi* (Buch), *Plectatrypa cf. marginalis* (Dal m.), *Atrypa cf. granulifera* Wag g., *Atrypa cf. comata* Wag g. и др., указывающими на нижнедевонский возраст вмещающих слоев (определения О. И. Никифоровой). В бассейне р. Губерли, у пос. Ново-Киевка, В. Н. Павлиновым (1937) описываются кремнистые сланцы и известняки с *Karpinskia conjugula* Tsch. Известняки выступают в области развития основных эффузивов и кремнистых сланцев силура, соотношения с которыми остаются недостаточно ясными.

Что касается возраста ирендыкской свиты, то нижняя граница устанавливается по залеганию нижних горизонтов ирендыкской свиты (в районе с. Вознесенки) на известняках с верхнелудловской фауной. В низах свиты, в осевой части Ирендыкской антиклинали, залегают мраморизованные известняки со стеблями криноидей верхнесилурийского или нижнедевонского облика. В верхах ирендыкской свиты отмечаются линзы (?) известняков с фауной кобленц-эйфеля. Кровлей ирендыкской свиты являются яшмы бугулыгьрского горизонта, с которыми тесно ассоциируют эйфельские известняки. Таким образом, возрастной диапазон пород ирендыкской свиты в основном соответствует всему нижнему девону. Однако самые низы ирендыкской свиты, возможно, захватывают верхний лудлов, а верхние горизонты поднимаются до эйфеля.

Нижний девон Восточно-Уральского антиклинория. В Восточно-Уральском антиклинории аналоги ирендыкской свиты известны в более северных районах Челябинской области, в бассейне рек Миасса, Увельки, Куросана, Гумбейки, где они представлены туфами и порфиритами андезито-базальтового состава мощностью 300—600 м. Среди туфов встречаются известняки с фауной верхнего силура — нижнего девона. В бассейне р. Суундука (в пределах восточных районов Оренбургской области) аналогами ирендыкской свиты, по-видимому, является порфиритовая толща, которая, по данным В. Н. Красновой и др. (1959), характеризуется развитием пироксено-плагиоклазовых порфиритов, туфолов и туфобрекчии андезитового состава с прослоями диабазов и альбитофиров.

По р. Якши-Акджару В. Н. Краснова и другие приводят следующую схему расположения горизонтов (снизу вверх):

1. Грубообломочные туфы порфиритов, чередующиеся с диабазами.
2. Диабазы.
3. Грубообломочные туфы порфиритов. В верховье р. Ташлы описываемая толща представлена преимущественно плагиоклазовыми порфиритами, туфобрекчиями, отчасти диабазами и альбитофирами. Мощность отложений достигает до 800 м.

Южнее, в Адамовском районе, в составе порфиритовой толщи (мощностью до 700 м) существенную роль играют покровы миндалекаменных пироксеновых порфиритов мощностью до 50—80 м, чередую-

щиеся с туфобрекчиями, содержащими обломки пироксеновых порфиров (размером 5—10 см), сцементированные мелкозернистым кристаллокластическим туфовым материалом (Клочихин, 1958). Среди туфобрекчий развиты дайки диабазов и плагиосиенит-порфиров. По петрографическому составу и положению в разрезах эта толща коррелируется с ирендыкской свитой более западных районов. В восточной части Адамовского района нижнедевонские отложения отсутствуют.

Нижний — средний девон Магнитогорского синклиория. Карамалыташская свита имеет широкое распространение среди вулканогенных образований девонского возраста. Впервые она была выделена в Баймакском районе Ф. И. Ковалевым (1945) из верхних горизонтов первоначального объема ирендыкской свиты и названа по имени горы Карамалы-Таш. В более северных районах восточного склона Башкирского Урала (Учалинский и Абзелиловский районы) эта свита была выделена О. А. Нестояновой. Карамалыташская свита сложена преимущественно эффузивами базальтово-риолитовой, реже спилитокерамитофировой формациями. Она является рудовмещающей толщей крупнейших колчеданных месторождений Южного Урала: Гайского, Сибаяевского, Учалинского и поэтому представляет большой практический интерес.

В тектоническом отношении породы карамалыташской свиты приурочены к крыльям главнейших антиклинальных зон или слагают брахиантиклинали.

В Учалинском районе карамалыташская свита образует несколько полос развития, сложенных преимущественно основными и кислыми эффузивами, которые залегают выше пород ирендыкской свиты или отделяются от нее зонами разрывных нарушений. В центральной части названного района выделяются две полосы развития карамалыташской свиты: Каримовская и Уразовская. Каримовская полоса протягивается восточнее хребтов Ирендык (Северного), Большой Кумач, Кидыш, где морфологически представляет собой цепь холмов и сопок: Ташказган, Сарбай, Никольская и др. Впервые вулканогенные образования этой полосы были выделены В. С. Коптевым-Дворниковым (1933) в каримовскую свиту, которая оказалась сборной, так как включала и выше лежащие толщи улутауской свиты. Позднее кислые и основные эффузивы, развитые вдоль восточного подножия хребтов Ирендык и Большой Кумач по положению в разрезах были выделены в карамалыташскую свиту.

В своем распространении породы карамалыташской свиты тесно связаны с породами ирендыкской свиты, от которых разграничены горизонтом туффитов или туфогенными песчаниками, реже туфоконгломератами. Нередко их контакт осложнен разрывным нарушением, проходящим по восточному подножию Большого Кумача и Ирендыка. Вдоль этого нарушения породы ирендыкской и карамалыташской свит изменены гидротермальными процессами и прорваны дайками основного состава и жилами кварцево-гематитовых пород. В стратиграфическом разрезе карамалыташской свиты четко выделяются три, иногда четыре толщи. На широте с. Поляковки свита расчленяется на три толщи. В основании нижней толщи залегают туффиты с прослоями красных яшм, к которым приурочено Кожаевское марганцевое месторождение; верхнюю часть толщи слагают альбитофиры и их туфы. Средняя толща представлена преимущественно диабазами с подчиненными прослоями и линзами полосчатых и красных яшм, а верхняя обычно сложена альбитофирами, кварцевыми альбитофирами, лавовыми брекчиями и их туфами.

В районе Учалинского месторождения породы карамалыташской свиты участвуют в сложении Мало-Учалинской антиклинали. В нижних горизонтах здесь залегают кварцевые альбитофиры, кварцевые порфириды и их туфы, с подчиненными им прослойками миндалекаменных диабазов, а также субвулканические интрузии кислого состава. Верхнюю часть разреза составляет мощная толща диабазов, диабазовых порфиритов, лавовых брекчий, переслаивающихся с альбитофирами, туфами и туфопесчаниками. Разрез венчается толщей туфобрекчий, туфов основного и смешанного состава и туфопесчаников. Общая мощность пород свиты здесь превышает 1000 м. Уразовская полоса начинается восточнее дер. Уразовой (в брахиантиклинали), откуда она протягивается на юг в Абзелиловский район. Лучшие разрезы этой свиты имеются на левом берегу р. Урала, в окрестностях Уразовского рудника, где в сложении карамалыташской свиты принимают участие четыре толщи. Первая (нижняя) — преимущественно туфы основного состава с прослоями яшм, иногда с покровами диабазов. К этой толще приурочен марганценовый горизонт красных яшм, которому подчинено Уразовское марганцевое месторождение. Вторая толща складывается альбитофирами, лавовыми брекчиями и их туфами. Третья — представлена диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами с прослоями яшм и яшмовидных туфитов. Четвертая (верхняя) толща сложена преимущественно альбитофирами и их туфами. Общая мощность свиты 1200—1300 м. Западнее Уразовского рудника, на левом берегу р. Урала, в брекчиевидных известняках, подчиненных туфам основного состава, М. Ш. Биковым (1957) найдены остатки руж *Macgeea* ex gr. *murchisonia* (Puk) и *Grypophyllum striatum* Soshk., указывающие, по Н. А. Спасскому, на принадлежность слоев к эфельскому ярусу.

Уразовская полоса непрерывно прослеживается на юг до широты г. Верхнеуральска, где в сложении карамалыташской свиты (гора Ялай) выделяются лишь две толщи: нижняя — диабазовая и верхняя — альбитофировая. Местами (окрестности деревень Баталовой, Аслаевой) свита представлена лавами, вулканическими брекчиями и туфами основного состава с прослоями яшм и яшмовидных туфитов.

В западной части Учалинского района породы карамалыташской свиты имеют не столь выдержанный характер, как в центральной. Они развиты у подошвы горы Ара-Тау, в западном крыле Вознесенской антиклинали, где представлены преимущественно диабазами, спилитами и диабазовыми порфиритами, залегающими выше пород ирендыкской свиты и ниже бугулыгырских яшм. Мощность этих отложений не превышает 500 м. В северо-западной части Учалинского района эти образования известны вблизи дер. Шариповой.

В восточной части Учалинского района породы карамалыташской свиты развиты севернее дер. Ахуново, в окрестности дер. Сейтяковой и по рекам Бол. и Мал. Агыр — правым притокам р. Уя. Здесь широким развитием пользуются как основные, так и кислые породы, представленные диабазами, спилитами, альбитофирами, кварцевыми альбитофирами и туфолавами смешанного состава.

Кроме вулканогенных образований, к карамалыташской свите относятся известняки, выходы которых известны в ряде пунктов. В ильтибановских известняках еще со времен Ф. Н. Чернышева известны остатки фауны: *Karpinskia conjugula* Tschern., *Atrypa sublepidata* Verp., *Atrypa aspera* Schloth.; позднее в этих же известняках О. А. Нестояновой были встречены: *Karpinskia consuela* Gort., *Atrypa granulifera* Barr., *Pseudamplexus amplexoides* Soshk., *Fasciphyllum patchorensis* Soshk.

Ниже по р. Уралу (к югу от дер. Уразовой и в окрестности дер. Ишкининой) в известняках встречены кораллы: *Pseudamplexus amplexoides* Sos h k., *Columnaria floriformis* Sos h k. (сборы О. А. Нестяновой, определения Е. Д. Сошкиной).

В Абзелиловском районе породы карамалыташской свиты слагают восточное крыло Узункырской антиклинали, где они представляют собой южное продолжение ее. В виде непрерывной полосы породы этой же свиты протягиваются к подножию хребтов Узункыр, Кутукай, Курякмас до деревень Юлдашевой, Тляниной, где погружаются под красные яшмы бугулыгырского горизонта. Полный стратиграфический разрез этой свиты можно видеть на широте Аюсазовского рудника, где намечается следующая стратиграфическая последовательность (снизу вверх):

1. Туфы, туфобрекчии диабазовых порфиритов.
2. Диабазы, спилиты; диабазовые порфириты с прослоями туфов, туфобрекчий и яшм.
3. Альбитофиры, кварцевые альбитофиры с подчиненными прослоями их туфов и туфитов.

Общая мощность свиты здесь достигает до 1000 м.

Южнее преобладающим развитием пользуются диабазы, диабазовые порфириты с прослоями красных яшм. С породами ирендыкской свиты они сочленяются по разлому, к которому приурочено линейно вытянутое тело серпентинитов Юлдашевского массива. В восточном крыле Узункырской антиклинали, в области развития карамалыташской свиты, встречаются незначительные тела брекчиевидных известняков светло-серой, местами розоватой, окраски, вследствие гематитизации, иногда с налетами медной зелени. В известняках восточнее горы Аока Н. К. Высоцким (1932) указывались находки фауны: *Rhynchonella angulosa* Schnur, *Ucinulus subcordiformis* Schnur, *Emanuella subumbona* Hall, *Gypidula biplicata* Schnur. Позднее О. А. Нестяновой здесь собраны: *Clorinda sublingulifera* Maug., *Cyrtina heteroclyta* Defr., *Atrypa desquamata* Sow. (определения Д. В. Наливкина), затем кораллы: *Zonophyllum parvum* Mark., *Pseudochonophyllum helianthoides* Fresch. (определения Е. Д. Сошкиной). Из более поздних сборов М. Ш. Бикова (1959) известны: *Ucinulus parallelepipetus* Grinn, *Cyrtina pauciplicata* Ochl., *C. lentiplicata* Rzon. и др. (определения Ф. С. Биковой). Вся эта фауна указывает на среднедевонский (верхнеэйфельский — нижнеживетский) возраст вмещающих известняков. Контакты известняков с вмещающими породами обычно скрытые.

К югу от широты пос. Аскарво (в районе дер. Юлдашевой) образования карамалыташской свиты погружаются под отложения улутаской свиты. В западной части Абзелиловского района, к западу от хр. Крыкты породы карамалыташской свиты залегают стратиграфически выше пород ирендыкской свиты и по тектоническому контакту соприкасаются с породами зилаирской свиты.

В Таналык-Баймакском районе к востоку от хр. Ирендык породы карамалыташской свиты слагают морфологически отчетливо выраженную Карамалыташскую брахиантиклиналь. Вулканогенные образования этой брахиструктуры являются стратотипом карамалыташской свиты, разрез которой здесь представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Диабазы, спилиты и диабазовые порфириты, со значительными прослоями красных и полосчатых яшм, реже слоистых туфов диабазов. Нередко дайкообразные тела диабазов, альбитофиров и диабазовых порфиритов.

2. Альбитофиры с вкрапленниками альбита и миндалинами, выполненными хлоритом и пумпеллитом. Среди альбитофиров имеются прослои яшмовидных туффитов и субвулканические интрузии основного и кислого состава.

3. Туфобрекчии и туфы диабазовых порфиритов, спилитов смешанного состава с преобладанием обломков миндалекаменных диабазовых порфиритов, спилитов, реже альбитофиров.

4. Кварцевые альбитофиры с фенокристаллами кварца и альбита. В верхних горизонтах эти породы имеют более основной состав и приближаются к дацитам. По простиранию (на юго-восточном склоне горы Бугульгыр) кварцевые альбитофиры замещаются туфобрекчиями дацитового состава.

Мощность карамалыташской свиты на широте городов Карамалыташ и Бугульгыр достигает 1300—1500 м.

Несколько иной разрез имеет карамалыташская свита в Сибавской антиклинали, где выделяются следующие толщи (снизу вверх):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Кварцевые альбитофиры с маломощными прослоями и брекчий смешанного состава. Мощность | 500 м |
| 2. Спилиты, спилитовые порфириты и микропорфириты с прослоями туфов и вулканических брекчий. Мощность | 50—150 „ |
| 3. Кварцевые альбитофиры, реже альбитофиры и плагиоклаз-рогообманковые порфириты, иногда интенсивно гематитизированные, с маломощными прослоями спилитов, миндалекаменных диабазов, туфов и туфобрекчий с линзами яшм. Иногда прослои (до 0,5 м) туффитов с растительными остатками девонского облика. Мощность | 200—300 „ |
| Эта толща является рудовмещающей Сибавского месторождения. Здесь в рудной зоне, непосредственно среди колчеданов, встречены известняки с <i>Modiomorpha cf. mytiloides</i> Conr. (определение Б. В. Наливкина), <i>Columnaria vulgaris</i> Soshk., <i>Pachypora</i> sp. (определение О. Н. Щегловой-Бородиной) и другой фауны, указывающей на среднедевонский возраст. | |
| 4. Вулканические брекчии и туфы смешанного состава, состоящего из обломков спилитов, диабазовых порфиритов, кварцевых альбитофиров. Мощность от 10—15 до 100 м. | |
| 5. Миндалекаменные спилиты, диабазовые порфириты, альбитофиры и их вулканические брекчии, состоящие из угловатых обломков преимущественно основного состава. Мощность | 300—400 „ |

Все эти породы, включая и рудную толщу, пересечены дайками кварцевых альбитофиров, альбитофиров и диабазов.

В Ново-Орском районе карамалыташская свита слагает Гайскую и Северо-Калиновскую брахиантиклинали.

В районе Гайского колчеданного месторождения М. С. Недожогин расчленяет карамалыташскую свиту на две толщи: нижнюю и верхнюю.

Нижняя рудовмещающая толща представлена альбитофирами, реже кварцевыми альбитофирами, туфами и туфобрекчиями кислого и смешанного состава, с маломощными покровами диабазов и диабазовых порфиритов. Общая мощность ее достигает 1000 м. В рудной зоне породы нижней толщи интенсивно метаморфизованы и хлоритизированы, эпидотизированы, серицитизированы, окварцованы и превращены в хлоритовые, серицитовые сланцы и вторичные кварциты. Верхняя (надрудная) толща представлена в нижних горизонтах пирокластическими образованиями, а в верхних — лавами основного базальтового и андезитового состава с линзами фиолетовых и пестроцветных яшм. Общая мощность верхней толщи, по данным буровых работ, 600—900 м. В отличие от стратотипа горы Карамалыташ вулканогенные образования окрестностей Гайского месторождения интенсивно метаморфизованы, эпидотизированы, хлоритизированы, пренитизированы и пумпеллитизированы.

Нижний и средний девон Восточно-Уральского антиклинория. В бассейне рек Бол. Караганки, Суундука, Якши-Акджара (территория Оренбургской области) аналогом карамалыташской свиты явля-

ется диабазо-спилитовая толща, описанная А. В. Ключихиным (1958), В. Н. Красновой и др. (1959). Толща представлена спилитами, миндалекаменными диабазами, спилитовыми и диабазовыми порфиритами, их туфами, реже албитофирами, туффитами, туфопесчаниками, кремнистыми сланцами и яшмами. Вследствие плохой обнаженности разрез ее остается недостаточно разработанным. Намечается приуроченность к нижним частям разреза толщи преимущественно кристаллокластических туфов и туфогенных пород, а в верхней части преобладание эффузивов миндалекаменных диабазовых и спилитовых порфиритов, значительно эпидотизированных и хлоритизированных. Все эти породы залегают на пироксеновых порфиритах (аналоги ирендыкской свиты) или несогласно на образованиях суундукской свиты и перекрываются отложениями среднего (?) девона. Таким образом, по положению в разрезе и петрографическому составу диабазово-спилитовая толща может коррелироваться с карамалыташской свитой Магнитогорского синклинория. В восточной и северо-восточной частях Адамовского района (Оренбургской области) аналоги карамалыташской свиты отсутствуют, и на древних образованиях нижнего палеозоя, реже силура, трансгрессивно залегают осадочные среднедевонские образования.

В заключение описания карамалыташской свиты следует отметить следующие ее особенности: 1) базальтово-риолитовый и спилито-кератофировый состав лав; 2) центральный тип вулканов конца раннего девона и начала среднего девона. По положению в разрезе и палеонтологической характеристике эти породы, возможно, являются фациальными аналогами верхних горизонтов ирендыкской свиты. Однако, как показывают исследования последних лет, спилито-кератофировые породы карамалыташской свиты формируются в сложных тектонических условиях, вблизи древних разломов к востоку и отчасти к западу от хр. Ирендык, где и развивались вулканы, расположенные уже в иной структурно-фациальной подзоне, чем породы ирендыкской свиты.

Карамалыташскую свиту, учитывая фауну, содержащуюся в ее породах, следует отнести к кобленцкому и эйфельскому ярусам.

Средний девон Магнитогорского синклинория. *Бугулыгырский горизонт* (D_2^e). В разрезах западного крыла Магнитогорского синклинория к среднему девону относится бугулыгырский горизонт, представленный яшмами, яшмовидными кремнистыми туффитами, кремнистыми сланцами и реже известняками. Яшмы и кремнистые туффиты бугулыгырского горизонта представляют замечательный маркирующий горизонт, прослеживающийся по простираию на многие десятки километров. Эти породы обычно слагают крылья крупных складок или выполняют небольшие синклинали.

В Учалинском районе наиболее четко бугулыгырский горизонт выражен в восточном крыле Узункырской антиклинали в окрестностях деревень Истангуловой, Наурузовой, Уразовой, где сложен ленточными яшмами и кремнистыми сланцами. В Абзелиловском районе яшмы протягиваются в виде нескольких полос, среди которых Западная полоса прослеживается вдоль восточного подножия хр. Ирендык-Крыкты, а следующие (Центральная и Восточная) окаймляют хребты Узункыр и Курьякмас. В Западной полосе, прослеженной вдоль подножья хр. Крыкты яшмы и кремнистые сланцы бугулыгырского горизонта тесно ассоциируют с известняками, залегающими на туфах ирендыкской свиты. В известняках в районе марганцевого месторождения Каингыштау найдены остатки: *Theodossia superba* Eichw., *Carinata paradoxa* Scupin, C. ex gr. *arimaspus* Eichw. *Wilsonia* ex gr. *arimoxana* Вагг. (сборы О. А. Нестояновой, определения Д. В. Наливкина). Дополнительно С. С. Гороховым здесь собраны: *Gypidula* ex gr. *ivdelensis*

K h o d., *G. moldawantzewi* A h d r. и др., соответствующие эйфельскому ярусу (определения А. П. Тяжевой). Яшмы Центральной полосы бугулыгьрского горизонта имеют прерывистый характер. В наиболее типичном виде они выражены в районе Кусимовского марганцевого месторождения, где выполняют асимметричную синклиналь, разбитую разрывными нарушениями. В южном направлении они слагают западное крыло Узункырской антиклинали и прослеживаются до горы Қалкан-Тау — южного погружения этой структуры.

В Баймакском районе яшмы бугулыгьрского горизонта окаймляют Ирендкскую, Карамалыташскую и Сибаявскую антиклинали. Наиболее полно яшмы представлены в стратотипе на горе Бугулыгыр, в восточном крыле Карамалыташской антиклинали. Здесь среди отложений бугулыгьрского горизонта распространены фиолетовые и красные яшмы, которым подчинены туффиты, а в нижних частях разреза — литокластические туфы и туфопесчаники, переходящие в туффиты. К югу от горы Баймак отложения бугулыгьрского горизонта имеют прерывистый характер и слагают небольшие складки или окаймляют брахиструктуры. В районе деревень Гадилевой, Мамбетовой бугулыгьрский горизонт представлен яшмами, которые по простиранию, очевидно, замещаются эйфельскими известняками.

Близкий характер бугулыгьрский горизонт имеет в Орском районе, где красные и фиолетовые яшмы приурочены к крыльям и периклинальному погружению Калиновской и Гайской структур; часто они разбиты широтными разрывными нарушениями, вдоль которых нередко интенсивно милонитизированы, гематитизированы и превращены в кварцево-гематитовые породы. Общепринято рассмотренные образования бугулыгьрского горизонта относить к эйфельскому ярусу на основании находок фауны, типичной для нижней части эйфельского яруса.

Улутауская свита. Отложения улутауской свиты широко распространены в пределах Магнитогорского синклинория. Они слагают преимущественно крылья антиклиналей или выполняют небольшие синклинали в области развития нижнедевонских и силурийских образований. Местами среднедевонские толщи выступают на дневную поверхность в брахиантиклиналях среди верхнедевонских отложений. Выделяется несколько фациальных типов среднедевонских отложений: 1) туфогенно-карбонатный; 2) кремнисто-туфитовый и 3) вулканогенный со значительным развитием лав и их туфов.

В Учалинском районе породы улутауской свиты протягиваются несколькими полосами. В западной и северо-западной частях Учалинского района свита преимущественно представлена палеонтологически охарактеризованными известняками, туфогенными песчаниками и отчасти туфами. В качестве примера можно взять разрез в районе дер. Татлямбетово, где в основании среднего девона залегает небольшой слой красных яшм. Они перекрываются туфами плагиоклазовых, кварцевых и роговообманковых порфиритов с прослоями туффитов и лавовых брекчий улутауской свиты. В верхних горизонтах местами залегают туфопесчаники и туфоконгломераты с угловатой и окатанной разнообразной галькой диабазов, альбитофиров, туффитов, габбро-диабазов, яшм и других пород. На них залегают известняки небольшими линзообразными телами (мощностью от 1—2 до 10 м) с остатками фауны *Stringocephalus burtini* Defr., *Uncinulus subcordiformis* Schnur, *Atrypa* ex gr. *desquamata* Sow., *Gypidula globa* Gronn, указывающими на живетский ярус вмещающих слоев (сборы Я. Я. Вецлера, В. М. Сергиевского; определения Б. П. Марковского и А. П. Тяжевой). Они покрываются туфобрекчиями (небольшой мощности) плагиоклазовых порфи-

ритов, содержащих обломки известняков с вышеуказанной фауной; на них в свою очередь залегают кремнистые сланцы мукасовского горизонта.

Несколько иной характер имеют отложения улутауской свиты, развитые в юго-восточной части Аратауской синклинали, в верховье р. Краснохты, западнее дер. Мал. Муйнаково. Здесь они представлены известняками, залегающими в виде прослоев среди фиолетовых глинистых сланцев. В известняках верховья р. Краснохты Я. Я. Вецлером собрана фауна, представленная такими формами, как: *Uncinulus subcordiformis* Schnur, *Un. angularis* Phill., *Un. aff. parallelepipedus* В г о п н, *Atrypa desquamata* Sow., *Stringocephalus* cf. *burtini* Defr. (определения А. П. Тяжевой), указывающими на живетский возраст отложений.

Выделяется также полоса среднедевонских отложений западного типа, приуроченная к Шарлотминской (Аушкульской) синклинали. Здесь отложения среднего девона представлены преимущественно известняками, отчасти глинистыми сланцами, туфогенными песчаниками (аушкульская фация). Полоса развития этих пород протягивается от прииска Малый Каран (на юге) и почти до северной административной границы Башкирии. В известняках на р. Кизникеевке (восточнее пос. Вознесенки) В. М. Сергиевским собраны остатки фауны: *Stringocephalis burtini* Defr., *Hypothyridina procuboides* Kay., *Uncinulus subcordiformis* Schnur и др. (определения Б. П. Марковского). На южном продолжении этих известняков, вблизи прииска Малый Каран в известняках были найдены *Stringocephalus burtini* Defr. (сборы О. А. Нестояновой, определения А. П. Тяжевой). В северном продолжении известняков живетская фауна найдена в известняках восточного и северо-восточного концов оз. Ауш-Куль. Далее на север, в районе оз. Ала-Куль, присутствуют две полосы известняков: первая с табулятами эйфельского яруса и вторая с живетскими брахиоподами. Однако указанные полосы разобщены серпентинитами, что не позволяет судить о непрерывности разреза всего среднего девона.

В восточной и центральной частях Учалинского района развиты среднедевонские отложения вулканогенной фации, представленные преимущественно туфами, реже покровами андезито-дацитового состава. Они слагают восточные крылья крупных антиклинальных структур и прослеживаются на десятки километров вдоль восточных склонов хребтов Кидыш, Большой Кумач, Ирендък и Узункыр. Разрез улутауской свиты на широте дер. Каримовой (каримовская фация), по данным О. А. Нестояновой, представлен следующим составом (снизу вверх):

1. Яшмовидные кремнистые туффиты и кремнистые сланцы бугулыгырского горизонта.
2. Кристаллокластические и литокластические туфы кварцевых порфиритов.
3. Кварцевые альбитофиры и их туфы, преимущественно кристаллокластические.
4. Туфы кварцево-роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов с подчиненными прослоями кварцево-роговообманковых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов.
5. Известняки содержат: *Atrypa reticularis* L., *Atrypa* cf. *aspera* Schloth., *Spirifer* sp. и другую фауну живетского яруса (определения Д. В. Наливкина). Мощность известняков около 10 м.

Вулканогенные образования улутауской свиты развиты также в восточном крыле Узункырской антиклинали, где они представлены ритмичными чередующимися от грубообломочных до тонкозернистых разностями литокластических туфов дацитового состава. Мощность улутауской свиты здесь 800—1100 м.

В Абзелиловском районе непосредственно на яшмах залегают литокластические туфы кварцевых порфиритов нередко с обломками известняков, ритмично чередующиеся от грубообломочных до мелкозернистых, и туффитов. Верхняя часть представлена глинисто-кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами с незначительными прослойками туфогенных песчаников (аскаровская фация). В известняках верхних горизонтов (район дер. Салаватово) встречены остатки фауны: *Uncinulus implexus* Sow., *Elmaria* sp., *Cyrtina heteroclyta* Deir. и др. (сборы О. А. Нестояновой, определения Д. В. Наливкина), а также остатки кораллов: *Fasciphyllum byense* Sosnk. (определения Е. Д. Сошкиной), указывающие на живетский возраст вмещающих слоёв.

Южнее, в районе оз. Атавды, улутауская свита представлена вулканогенными образованиями, разрез которых имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Вулканические брекчии смешанного состава с обломками яшм, спилитов и других пород. Местами развиты лавовые брекчии спилитов.
2. Кварцевые альбитофиры с подчиненными им туфами.
3. Туфы кварцевых и пироксеновых порфиритов.
4. Пироксеновые и диабазовые порфириты с прослойками кварцевых порфиритов и их туфов. Им подчинены линзы известняков со *Stringocephalus burtini* Deir. (сборы О. А. Нестояновой, определения Д. В. Наливкина) и кораллов: *Grypophyllum gracile* Wdkd. (определения Е. Д. Сошкиной). Общая мощность улутауской свиты достигает 700—800 м.

К северу от оз. Банное улутауская свита погружается под кремнистые сланцы мукасовского горизонта и выступает в брахискладках, где представлена туфами и туфобрекчиями пироксен-плагноклазовых порфиритов, туфопесчаниками и известняками, содержащими остатки фауны живетского яруса. В верхах улутауской свиты местами присутствуют марганценовые вишнево-красные туффиты с линзами марганцевой руды. Этот рудоносный горизонт выделен Н. П. Херасковым (1951) под названием «биккуловского марганценового горизонта».

Вулканогенные образования улутауской свиты, окаймляющие восточное крыло Узынкырской антиклинали, представлены ритмичным чередованием туфов кислого состава, туффитов и кремнистых сланцев. Верхняя часть разреза сложена литокластическими туфами андезитового и дацитового состава, реже туфопесчаниками и известняками. Восточнее дер. Таштемировой в известняках рифогенного характера встречены остатки фауны: *Uncinulus subcordiformis* Schnur, *Hypothyridina procuboides* Kaas., *Schizophoria striatula* Schloth. и др. (сборы Н. Н. Трушковой, О. А. Нестояновой, определения А. Н. Ходалевица), типичные для живетского яруса.

В южной части Абзелиловского района отложения среднего девона выступают в Бакрузякской брахиантиклинали. Здесь развиты туфы и лавовые брекчии роговообманково-плагноклазовых и кварцевых порфиритов. Разрез завершается известняками с остатками: *Stringocephalus burtini* Deir., *Uncinulus subcordiformis* Schnur, *Atrypa desquamata* Sow. и др. (определения Д. В. Наливкина).

Таким образом, среднедевонские отложения в пределах Абзелиловского района представлены различными фациями от типичных эффузивных — лав, лавовых брекчий до нормальных осадочных отложений — кремнистых, углисто-глинистых сланцев, песчаников и известняков.

В Таналык-Баймакском районе распространение отложений улутауской свиты значительно шире, чем в Абзелиловском. Это связано с общим погружением Магнитогорского синклинория. В восточной части Тапалык-Баймакского района широкая полоса среднедевонских отложений протягивается вдоль восточного подножия хр. Ирландык,

слагая восточное крыло Ирэндьжской антиклинали и крылья Сибаяевской брахиструктуры. К западу от хр. Ирэндьж среднедевонские отложения развиты лишь в небольших мульдах.

Стратотипом улутауской свиты является разрез горы Улу-Тау, расположенный в 8—10 км к северо-западу от горы Сибай и описанный впервые Л. С. Либровичем (1936). Здесь, следуя от горы Бугулыгыр на восток (снизу вверх), намечается следующая стратиграфическая последовательность в залегании:

1. Туфы кристаллокластические и литокластические, смешанного состава, туффиты, туфобрекчи кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов, туфоконгломераты с обломками размером до 10—20 см.
2. Туфогенные среднезернистые песчаники светлой окраски, состоящие из хорошо окатанного кварца и полевых шпатов, с редкими растительными остатками. Выше по разрезу они сменяются песчаниками, содержащими остатки стеблей криноидей.
3. Туфы кварцевых порфиритов, ритмично чередующиеся от литокластических грубообломочных до мелко- и тонкозернистых разновидностей.
4. Туфы с подчиненными покровами вулканических брекчий плагиоклаз-роговообманковых и пироксеновых порфиритов.
5. Чередование туфов кварцевых, роговообманковых и пироксеновых порфиритов и песчаников.
6. Лавовые брекчи, туфобрекчи и туфы пироксеновых порфиритов с обломками пироксеновых порфиритов.
7. Туфы кварцевых порфиритов с подчиненными прослойками кремнистых туффитов.
8. Туфогенные песчаники с растительными остатками.

Севернее горы Улу-Тау разрез улутауской свиты завершается маломощными прослоями известняков обломочного характера со *Stringocephalus burtini* Defr., *Uncinulus subcordiformis* Sch n u r, *Atrypa desquamata* Sow., и др. (сборы Л. С. Либровича, определения Д. В. Наливкина). В указанных известняках в 2 км к северо-западу от дер. Мукасов Ю. Л. Куваевским дополнительно собраны *Emanuella subumbona* Hall (определения Ф. С. Биковой) и стебли криноидей *Hexacrinus kartzovi* sp. n., *Cyclocyclicus dentatus* sp. n. (определения Р. С. Елтышевой). Вся эта фауна указывает на живетский ярус.

Отложения улутауской свиты распространены в других участках восточной половины Таналык-Баймакского района, причем местами наблюдаются существенные изменения в фациальном составе и мощности данной свиты. Общая мощность улутауской свиты у восточного подножия хр. Ирэндьж составляет 1200—1500 м.

К западу от хр. Ирэндьж в западной части Таналык-Баймакского района отложения улутауской свиты отличаются сокращенной мощностью. Характеристику этого типа отложений можно дать на примере описания разреза у пос. Акмурун, расположенного в 8 км к западу от горы Баймақа (по О. А. Нестояновой) (снизу вверх):

- | | |
|---|---------|
| 1. Яшмы вишнево-красные бугулыгырского горизонта. Мощность до | 30—35 м |
| 2. Среднезернистые и конгломератовидные песчаники буровой окраски, ритмично чередующиеся с алевролитами и туффитами. Мощность | 40—50 „ |
| 3. Туфобрекчи кварцево-роговообманково-плагиоклазовых порфиритов. Мощность | 30—40 „ |
| 4. Среднезернистые отсортированные туфопесчаники. Мощность | 10—20 „ |
| 5. Туфобрекчи и туфоконгломераты с окатанными обломками кварцевых порфиритов. Мощность около | 20 „ |
| 6. Туфопесчаники, туфы кварцевых порфиритов с прослоями туффитов. Мощность около | 70 „ |

Выше залегают кремнистые сланцы мукасовского горизонта, покрывающиеся граувакками зилаирской свиты. Аналогичный сокращенный разрез улутауской свиты с преобладанием вулканогенного мате-

риала кислого состава наблюдается и в районе Бурибаевского колчеданного месторождения, где мощность среднедевонских отложений не превышает 150—200 м.

В Орско-Халиловском и Ново-Орском районах улутауская свита представлена светло-серыми и буровато-зелеными тонкозернистыми слоистыми туфами, туфобрекчиями кислого состава, ритмично чередующимися от крупнообломочных до мелкозернистых разностей. Среди туфов имеются редкие покровы лав и прослой кремнистых сланцев. Преобладающим развитием пользуются мелкообломочные кристаллокластические туфы, переслаивающиеся с туффитами. Они составляют до 90—93% всего разреза, тогда как грубая пирокластика не превышает 8—10% общей мощности разреза.

Местами развиты зеленовато-бурые мелкозернистые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с растительными остатками. В верхних частях разреза встречаются известняки с остатками *Actinostroma clathratum* Nichol. У поселков Уральского и Ново-Актюбинского в верхних горизонтах улутауской свиты Г. И. Кириченко найдена фауна: *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa reticulatus* и др. В известняках окрестностей пос. Уральского В. С. Шарфманом (1959) собрана дополнительно фауна: *Stringocephalus burtini* Defr., *Gypidula biplicata* Sch n u r g., *Uncinulus implexus* Sow., *Atrypa flabellata* Roem. (определения Б. П. Марковского), указывающая на принадлежность их к животскому ярусу. Общая мощность улутауской свиты достигает 1200—1400 м.

Улутауская свита Восточно-Уральского антиклинория. В Восточно-Уральском антиклинории, в области сочленения его с восточным крылом Магнитогорского синклинория, отложения улутауской свиты известны в бассейне рек Суундука, Мусагатки, Джуси и по другим левым притокам р. Урала. Здесь они впервые были выделены А. А. Петренко (1932), Г. И. Кириченко (1940), а позднее описывались А. В. Ключихиным (1958), В. Н. Красновой (1959) и др.

В северной части рассматриваемой территории, в верховье р. Суундука, отложения улутауской свиты, по данным В. Н. Красновой, представлены туфами, туфобрекчиями и лавовыми брекчиями андезито-дацитового состава с редкими покровами плагиоклазовых и кварцевых порфиритов, альбитофиров, диабазов и яшм. Местами, по-видимому, в зонах разрывных нарушений эти породы рассланцованы и превращены в порфиритоиды.

Южнее, в среднем течении р. Суундука, по р. Джусе и в верховье р. Мусагатки, улутауская свита представлена преимущественно туфами и туфобрекчиями пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, туффитами, реже туфопесчаниками и известняками. Среди туфов нередко встречаются слоистые разности, представленные ритмичным чередованием от литокластических грубообломочных разностей до средне- и мелкозернистых туфов.

В известняках на р. Суундуке (восточнее пос. Севастопольского) Г. И. Кириченко (1940) найдены: *Schizophoria striatula* Schloth., *Gypidula globa* Gronn., *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa reticularis* Linn. и др. Сходный комплекс живетской фауны содержат известняки р. Солончаки. В 6 км южнее пос. Севастопольского, в верховье р. Мусагатки, развиты слоистые туфы, туффиты с прослоями известковистых туфов и туфопесчаников, содержащих большое количество остатков брахиопод, гастропод, кораллов и криноидей. Из брахиопод А. В. Ключихиным собраны остатки: *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa desquamata* Sow., *Gypidula* ex gr. *globa* Sch n u r g. и др. (опре-

деления А. П. Тяжевой). Мощность улутауской свиты здесь оценивается в 1000—1100 м.

В восточной части Адамовского района, в центральной зоне Восточно-Уральского антиклинория, среднедевонские отложения выступают небольшими пятнами, выполняя наложенные мульды и грабены. Они залегают несогласно на подстилающих образованиях и ложатся то на основные эффузивы силура, то непосредственно на нижнепалеозойские образования.

К северу от р. Кумака (южнее пос. Адамовки) и в Прииргизье среднедевонские образования представлены кварцевыми альбитофирмами и их туфами, туфобрекчиями порфириров, иногда туфопесчаниками, туфосланцами и кремнистыми туффитами. К северу от р. Кумака в туфобрекчиях порфириров К. И. Дворцовой найдены остатки фауны: *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa desquamata* Sow. (определения Н. Л. Бубличенко), т. е. формы живетского яруса.

В северо-восточной части Адамовского района и прилегающей территории Кустанайской области отложения среднего девона представлены светло-серыми тонкоплитчатыми мергелями, чередующимися с филлитизированными глинистыми сланцами, известковистыми сланцами и песчаниками. Среднедевонский возраст их устанавливается условно по положению в разрезах. В более восточных районах, в верховьях р. Тобола, средний девон залегают трансгрессивно на силурийских образованиях и представлен конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и мергелями с *Calceola sandalina* Lam., *Carinatina arimaspus* Eichw. (определения М. А. Ржонсницкой).

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Верхнедевонские отложения пользуются широким распространением и приурочены в основном к прогибам. В составе верхнедевонских отложений Магнитогорского синклинория выделяются: 1) мукасовский горизонт, 2) колтубанская и зилаирская свиты.

Мукасовский горизонт (D₃f₁). В западном крыле Магнитогорского синклинория в нижней части верхнего девона распространены кремнистые сланцы мукасовского горизонта, которые аналогично бугулыгырскому горизонту представляют прекрасный маркирующий горизонт, четко окаймляющий синклинальные структуры.

В северо-западной части Учалинского района отложения мукасовского горизонта слагают западное крыло Аратауской синклинали. Они представлены серыми и темно-серыми полосчатыми кремнистыми сланцами, которые налегают на известняки с *Stringocephalus burtini* Defr. Мощность сланцев не превышает 20—25 м. В восточной части Учалинского района мукасовские кремнистые сланцы прослеживаются почти непрерывной полосой к востоку от хребтов Ирендък (Северный), Большой Кумач и Кидыш. Здесь они участвуют в сложении восточного крыла Шартымской синклинали и представлены преимущественно светло-желтоватыми, буроватыми, нередко интенсивно раздробленными кремнистыми сланцами, залегающими выше живетских известняков. Аналогичное положение в разрезе занимают мукасовские кремнистые сланцы, окаймляющие Имангуловскую синклиналь центральной части Учалинского района.

В Абзелиловском районе кремнистые сланцы мукасовского горизонта протягиваются несколькими полосами, подчеркивая линейность складчатости. Здесь они залегают на известняках, включающих верхнеживетскую фауну, а перекрываются известняками с фауной франского яруса.

В Баймакском районе мукасовский горизонт представлен светло-серыми, кремевыми кремнистыми сланцами, иногда с растительными остатками. Выше мукасовского горизонта присутствуют известняки, в которых Ю. Л. Куваевским (1959) встречены *Hypothyridina suboides* Sow. Мощность кремнистых сланцев колеблется от 100 до 160 м. Стратиграфическое положение кремнистых сланцев мукасовского горизонта (выше стрингоцефаловых слоев и ниже кубоидных слоев) позволяет относить этот горизонт к нижней части франского яруса.

Колтубанская свита выделена впервые Л. С. Либровичем (1932) по названию оз. Колтубан. Представлена она осадочными и вулканогенными образованиями, приуроченными преимущественно к синклинальным структурам.

В Учалинском районе породы колтубанской свиты распространены к востоку и западу от хр. Ирендык. Они выполняют крупные синклинали: Аратаускую, Имангуловскую, Сафаровскую и Шартымскую. Отложения колтубанской свиты в Учалинском районе залегают выше туфогенных песчаников карантауской свиты или непосредственно на кремнистых сланцах мукасовского горизонта. В составе этой свиты существенную роль играют вулканогенные образования — туфы, туфобрекчии, вулканические брекчии и покровы андезито-дацитового и андезито-базальтового состава. С запада на восток прослеживается смена пирокластического материала в сторону увеличения грубой пирокластики, что указывает на близость эруптивного центра, очевидно существовавшего в хр. Ара-Тау. В пользу этого также указывает и наличие даек порфиритов основного состава, которые являются, по-видимому, подводящими каналами.

В районе колчеданного месторождения им. XIX Партсъезда, на территории Верхнеуральского района верхнедевонские отложения выполняют небольшие брахисинклинали: Талганскую, Стубийскую и Гунинскую. Здесь, в низах колтубанской свиты, выше живетских известняков, залегают слоистая толща, состоящая из чередований туфов порфиритов, туфобрекчии, туфогенных песчаников и туфоконгломератов, содержащих хорошо окатанную гальку разнообразных пород (живетских известняков, яшм, альбитофинов, диабазов, кремнистых сланцев, диоритов и др.). Верхнюю часть разреза свиты составляет мощная толща вулканических брекчии, туфов и покровов андезито-базальтовых, базальтовых, реже дацитовых и липаритовых лав, представленных пироксеновыми, диабазовыми, реже кварцевыми порфиритами, альбитофирами и кварцевыми альбитофирами. К югу от колчеданного месторождения им. XIX Партсъезда широким распространением пользуются верхнедевонские отложения колтубанской свиты в окрестностях пос. (Ложечкин), где они представлены диабазами, диабазовыми порфиритами и отчасти их туфами.

В Абзелиловском районе вулканогенные образования колтубанской свиты выполняют Бягодинскую синклинали, разделяющую Ирендыкскую и Узункырскую антиклинали. Они залегают на туфогенных песчаниках карантауской свиты и представлены преимущественно продуктами излияний андезито-базальтовых лав: диабазами, диабазовыми роговообманковыми порфиритами, реже альбитофирами, кварцевыми альбитофирами и их туфами.

В восточной части Абзелиловского района породы колтубанской свиты приурочены к западному крылу Магнитогорского прогиба. Здесь эти образования впервые были выделены еще Н. К. Высоцким как «фиолетовые палеоандезиты» верхнего девона. В окрестностях дер. Тупаковой им подчинены линзы известняков с остатками фауны: *Theo-*

dossia ex gr. *anossofi* (Vern.), *Cyrtospirifer* cf. *tenticulum* (Vern.) и др.

В Баймакском районе на кремнистые сланцы мукасовского горизонта на северном берегу оз. Колтубан налегает толща известняков и известняковых конгломератов, среди которых Л. С. Либрович (1936) выделяет четыре горизонта: 1) нижний — брахиоподовый горизонт с *Hypothyridina cuboides* Sow., *Gypidula brevirostris* Phill. и др.; 2) нижний — мегалодоновый горизонт с остатками *Megalodon crassus* Eichw.; 3) верхний брахиоподовый горизонт с *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.); 4) верхний мегалодоновый горизонт, представленный брекчиевидными известняками с *Megalodon crassus* Eichw. Среди известняков отмечаются прослои конгломератов с обломками эффузивов, местами покровы кварцевых альбитофиров и их туфов. Мощность известняков от 100 до 160 м.

Выше залегают туфогенные песчаники, алевролиты с остатками растений и прослоями кремнисто-глинистых сланцев. Общая мощность этих отложений 250—350 м. Присутствие среди алевролитов растительных остатков, сходных с таковыми в зилаирской свите, позволяет предположить, что верхние горизонты туфогенной толщи уже относятся к зилаирской свите.

Южнее (уже в пределах Кваркенского района Оренбургской области) по рекам Бол. и Мал. Уртазым колтубанская свита, по данным Л. С. Либровича (1936), представлена преимущественно известняками с *Hypothyridina cuboides* Sow., *Megalodon crassus* Eichw., *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.) и др. Мощность известняков не превышает 100 м. К западу от хр. Ирендык в пределах Таналык-Баймакского района и смежной с ним территории отложения колтубанской свиты не известны.

В Ново-Орском районе выше мукасовского горизонта залегают туфогенные песчаники, чередующиеся с кремнисто-глинистыми сланцами и прослоями туфов андезитового состава. В районе пос. Таналык колтубанская свита представлена известняками, содержащими богатую фауну: *Hypothyridina cuboides* Sow., *H. coronula* Drev., *Atrypa planosulcata* Webster, *Pugnax acuminata* Mart. и др. (сборы Г. И. Кириченко, определения Б. П. Марковского). Западнее, по р. Колпачке колтубанская свита представлена преимущественно полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими отпечатки флоры. Они относятся к франскому ярусу условно по положению в разрезах выше среднедевонских отложений фаменских известняков. В крайней восточной части района в области стыка Магнитогорского синклиория с Восточно-Уральским антиклинорием, в бассейне р. Суундука, в верхнедевонских известняках Г. И. Кириченко (1940) встречены *Schizophoria striatula* Schl., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Gypidula biplicata* Schnur.

Зилаирская свита представлена терригенными отложениями, соответствующими по возрасту преимущественно фаменскому ярусу верхнего девона. Лишь верхние горизонты зилаирской свиты захватывают низы турнейского яруса нижнего карбона.

В северном направлении уже на территории Миасского района зилаирская свита погружается под палеонтологически охарактеризованные нижнекаменноугольные образования.

В районе Миндяка породы зилаирской свиты выполняют синклинальную зону, разделяющую Уралтауский антиклинорий и Ирендыкскую антиклиналь. Местами (по ручью Куркак, вблизи Шагарской мельницы) в основании зилаирской свиты развиты конгломераты, состоящие из хорошо окатанных разнообразных галек эффузивов, кремнистых слан-

цев, известняков и других пород. Мощность от нескольких метров до 50—70 м. В составе граувакков, играющих значительную роль в сложении зилаирской свиты, помимо эффузивного материала ирендыкской, карамалыташской, улутауской свит, существенную роль играют обломки кристаллических сланцев из метаморфических толщ докембрия.

В центральной части Учалинского района к зилаирской свите условно, по положению в разрезах, относятся терригенные отложения— граувакковые песчаники и глинистые сланцы с растительными остатками. Они выступают в осевой части Сафаровской и Имангуловской синклиналей.

В Абзелиловском районе отложения зилаирской свиты распространены довольно широко и известны в западной и восточной частях его. Они залегают непосредственно выше отложений колтубанской свиты или трансгрессивно на нижнедевонских образованиях. Иногда отложения зилаирской свиты имеют тектонический контакт с более древними образованиями (например, окрестность пос. Самарского, юго-восточнее дер. Утягановой). В восточной части Абзелиловского района и в прилегающей к ней территории Верхне-Уральского района отложения зилаирской свиты слагают западный и северо-западный борты Верхнеуральского прогиба. Они представлены преимущественно граувакковыми песчаниками, реже конгломератовидными разностями, ритмично чередующимися с алевролитами и глинистыми сланцами. В районе оз. Большой Улянды и в верховье р. Тайсора среди туфогенных песчаников встречены остатки растений *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth, *Bothrodendron* sp. (сборы Н. К. Высоцкого, определения М. Д. Залесского).

Местами среди туфогенных песчаников и глинистых сланцев встречаются прослой (мощностью до 0,4—0,6 м) известняков, которые получают развитие в окрестности пос. Кирса, где имеется почти полный разрез фаменского яруса. В основании разреза здесь непосредственно на фиолетовых палеоандезитах и их туфах колтубанской свиты залегают песчанистые известняки с *Cyrtospirifer archiaci* M u g s h. Они покрываются известняками с *Euomphalus crassitesta* T., а еще выше известняками с *Euomphalus crassitesta* T., известняками с богатой фауной климений (*Cyrtoclymenia involuta* W d k d. и др.), гониатитов (*Prolobites delphinus* S a n d b. и др.). На них налегают песчаники с растительными остатками (*Asterocalamites* sp. и др.) и микрофауной турнейского яруса.

В северо-восточной части Абзелиловского района на правобережье р. Мал. Кизила, в районе оз. Малый Улянды среди граувакковых песчаников зилаирской свиты (Высоцкий, 1933) отмечается локальное развитие полимиктовых конгломератов и конгломератовидных песчаников с хорошо окатанной галькой. Южнее, на левом берегу р. Янгельки, ниже дер. Тупаковой, в основании зилаирской свиты залегают линзобразные прослой известняков с остатками фауны: *Liorhynchus ursus* N a l., *Liorhynchus* sp., *Lamellispirifer* sp., *Chonetispustula* sp., *Pugnax* sp. (определения Д. В. Наливкина, сборы О. А. Нестояновой), указывающие на низы фаменского яруса вмещающих слоев. Выше развиты среднезернистые и мелкозернистые граувакковые песчаники, чередующиеся с известковистыми песчаниками, с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, вскрытые в береговых обрывах р. Янгельки. В известковистых песчаниках по р. Янгельке встречены остатки *Spirifer* aff. *posterus* H a l l. (определения Д. В. Наливкина).

В верхних горизонтах зилаирской свиты развиты глинисто-кремнистые и известково-глинистые сланцы. На них налегают нижнекаменноугольные туфогенные песчаники, в которых к югу от оз. Чебар-Куль

встречены хорошей сохранности остатки растений *Lepidodendron glin-kanum* Eichw. (сборы О. А. Нестояновой, определения М. Нейбург), свидетельствующие о принадлежности этих отложений к высоким горизонтам нижнего карбона. К югу от оз. Атавды отложения зилаирской свиты выклиниваются, и на р. Бол. Кизиле породы нижнего карбона залегают непосредственно на средне- и нижнедевонских образованиях.

В западной части Абзелиловского района зилаирская свита участвует в сложении Малокизильской и северной части Присакмарской синклиналей. Она выступает в крыльях, а иногда и во внутренних частях этих структур и представлена флишеидной толщей граувакковых песчаников, глинистых сланцев и алевролитов. В нижней части разреза по рекам Казмашу и Кирдясу (правым притокам р. Бол. Кизила) среди туфогенных песчаников присутствуют прослои туфов пироксеновых порфиритов, туфопесчаников и туфоконгломератов с обломками диабазов, строматопоровых известняков, яшм и других пород. Верхняя часть разреза сложена граувакковыми песчаниками, алевролитами с растительными остатками и глинистыми сланцами.

В составе граувакков существенную роль играют хорошо окатанные гальки разнообразных эффузивных пород нижележащих толщ (диабазов, спилитов, альбитофиров, пироксеновых порфиритов), что свидетельствует о глубоком размыве в фаменское время. Мощность отложений зилаирской свиты не превышает 700 м.

В Таналык-Баймакском районе отложения зилаирской свиты развиты к востоку и западу от хр. Ирендык, в Худолаз-Уртазымской и Присакмарской синклинальных зонах. К востоку от хр. Ирендык они выполняют осевую часть Худолазской синклинали, где тесно связаны с подстилающими их туфогенными песчаниками верхов колтубанской свиты, вследствие чего граница между колтубанской и зилаирской свитами здесь нечеткая, и при отсутствии фаунистической характеристики — условная. При наличии фауны нижняя граница зилаирской свиты проводится по подошве слоев со *Cyrtospirifer archiaci* M u g s h.

В Ново-Орском и Орско-Халиловском районах зилаирская свита представлена граувакковыми песчаниками, с подчиненными им алевролитами и глинистыми сланцами, реже мелкогалечниковыми конгломератами, известняками, а также туфами порфиритов и кварцевых альбитофиров.

Местами в нижних горизонтах зилаирской свиты (по р. Аще-Бу-таку в окрестностях пос. Таналыкского) встречаются линзы глинистых известняков и известковистых сланцев, которые содержат остатки фауны: *Chonetes* aff. *nan* V e r n., *Spirifer posterus* H a l l., *Liorhynchus* sp. и другие формы преимущественно фаменского яруса (сборы Г. И. Кириченко, определения Д. В. Наливкина).

В верхних горизонтах упомянутой свиты по р. Соленой среди туфогенных песчаников отмечаются небольшие прослои известняков с фораминиферами: *Endothyra inflata* L i p., указывающими на принадлежность этих слоев к нижнетурнейскому подъярису (сборы В. С. Шарфмана, определения П. В. Кригер).

В Халиловском районе (по рекам Сухой Губерле и Губерле) верхнедевонские отложения слагают небольшие мулдьды среди более древних образований. Они представлены преимущественно граувакковыми песчаниками и подчиненными им глинистыми сланцами с *Archaeosigilaria primaeva* W h i e и другими остатками растений верхнедевонского возраста. Мощность зилаирской свиты оценивается здесь приблизительно в 300—600 м.

Верхний девон Восточно-Уральского антиклинория. На обширной территории Восточно-Уральского антиклинория (в пределах Оренбург-

ской области) отложения, аналогичные колтубанской свите франского яруса, отсутствуют. Они известны лишь в крайней северо-восточной части Адамовского района и прилегающем Джетыгаринском районе Казахстана, где выполняют узкие грабен-синклинали. Отложения, которые условно относятся к франскому (?) ярусу, здесь залегают трансгрессивно на докембрийских и силурийских образованиях и представлены песчаниками, конгломератами, мергелями и глинистыми сланцами с отпечатками растений. В районе рудника Ак-Карга среди глинистых и мергелистых сланцев К. И. Дворцовой (1951) была собрана фауна: *Schizophoria cf. striatula* Schloth, *Pugnax cf. pugnax* Mart., *Cyrtospirifer cf. archiaci* Murch. (определения Н. Л. Бублеченко), позволяющая допускать, что среди них имеются и отложения фаменского яруса.

В районе Восточно-Уральского антиклинория (территория Оренбургской области) отложения зилаирской свиты почти отсутствуют. Они известны лишь в восточной и северо-восточной частях Адамовского района и непосредственно прилегающей к нему территории Кустанайской области. Здесь зилаирская свита залегает трансгрессивно на различных более древних образованиях. В структурном отношении ее выходы приурочены к наложенным мульдам или грабен-синклиналям.

В Аккаргинской синклинали аналогами зилаирской свиты, очевидно, являются песчаники, реже конгломераты и глинистые сланцы с остатками растений *Sphenophyllum tenerrimum* Ett., *Paraodendron prigorovskii* Zal. (сборы К. И. Дворцовой, определения Д. М. Залесского).

В составе конгломератов присутствуют гальки различных метаморфических сланцев, эффузивов, габбро и серпентинитов, что указывает на глубокий дозилаирский размыв.

К северу от пос. Аниховского, в близких по литологическому составу породах, также найдены отпечатки растений *Sphenophyllum cf. subtenarrim* Noth., *Archaeopteris* sp., *Lepidodendron cf. acuminatum* Goer. (определения Д. М. Залесского). В глинистых и мергелистых сланцах К. И. Дворцовой найдены *Cyrtospirifer archiaci* VERN. и др., указывающие на принадлежность вмещающих их слоев к фаменскому ярусу. Мощность верхнедевонских отложений здесь не превышает первые сотни метров.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

ОБЩИЙ ОБЗОР

Каменноугольные отложения широко распространены на территории Башкирии и Оренбургской области. Выходы этих отложений приурочены в основном к западному и восточному склонам Южного Урала; местами эти отложения сохранились и в центральной его полосе. Редкие выходы карбона имеются также в пределах Предуральского прогиба. Западнее, в пределах Русской платформы, каменноугольные отложения в Башкирии и Оренбургской области на поверхность не выходят, но местами вскрыты буровыми скважинами. Последние позволяют предполагать широкое распространение рассматриваемых отложений в Южном Приуралье, т. е. в западных районах Башкирии и Оренбургской области под покровом пермских и более молодых осадков.

Наибольшим развитием на всей описываемой территории пользуются отложения нижнего карбона, относительно меньше развиты отложения среднего карбона, а верхнекаменноугольные породы известны

только на западе описываемой территории, т. е. на западном склоне Урала и в Приуралье. Каменноугольная система Башкирии и Оренбургской области представлена в основном различными морскими образованиями. В нижнем карбоне местами на западе (в пределах платформы) и на востоке (в восточных районах восточного склона Урала) более или менее значительное развитие получают осадки прибрежно-морского или прибрежно-континентального типа (угленосная толща и ее аналоги).

Изучение каменноугольных отложений Башкирии и Оренбургской области имело большое значение для познания каменноугольной системы всего Урала и Приуралья, а также для освещения ряда важнейших общих проблем подразделения, корреляции и палеогеографии карбона. В истории изучения карбона рассматриваемой нами части Южного Урала и Приуралья можно выделить три главнейших этапа.

Древнейший из этих этапов охватывает период отдельных экспедиций и маршрутных исследований, произведенных до восьмидесятых годов прошлого столетия и давших первые существенные, но еще краткие и отрывочные сведения о распространении, составе и подразделении каменноугольных отложений различных районов Южного Урала. К таким работам относятся исследования Гофмана и Гельмерсена, Мурчисона, Меглицкого и Антипова, Карпинского, Меллера и др.

Ко второму этапу относятся исследования, проводившиеся в конце XIX и начале XX столетия, т. е. до двадцатых годов текущего столетия. К этому периоду относится, в частности, изучение всего разреза карбона западного склона Южного Урала и специальное изучение стратиграфии и фауны верхнего карбона того же склона и смежных районов Приуралья, произведенное Ф. Н. Чернышевым и положенное в основу дальнейшего изучения уральского верхнего палеозоя. В течение этого же периода каменноугольные отложения некоторых районов западного склона изучаются затем А. А. Краснопольским и Л. К. Конюшевским; обоих склонов — А. А. Штукенбергом; восточного склона — М. Э. Янишевским, Н. К. Высоцким, Э. Я. Пэрна, А. Н. Заварицким. Каменноугольные отложения в начале этого периода подразделяются на два отдела, причем отложения, соответствующие «московскому ярусу», объединяются либо с нижним, либо с верхним карбоном. Позднее по инициативе Ф. Н. Чернышева принимается и затем прочно укореняется в литературе тройственное деление уральского карбона на нижний, средний и верхний отделы. К нижнему отделу относились отложения, сопоставлявшиеся с турнейским и визейским ярусами, намюрский ярус не выделялся. Средний карбон сопоставлялся с московским ярусом. Верхний карбон, следуя схеме Чернышева, понимался широко, т. е. в него включалась вся толща известняков от среднего карбона до швагериновых слоев включительно. Терригенные фации верхнего палеозоя западного склона Южного Урала и Приуралья относились целиком у же к нижней группе.

Третий этап соответствует советскому периоду геологического изучения территории Башкирии и Оренбургской области. К этому новейшему периоду изучения карбона Южного Урала и Приуралья относится весьма большое количество работ, которые и являются основой наших современных знаний по стратиграфии и каменноугольных отложений различных районов Башкирии и Оренбургской области.

Были уточнены разрезы карбона различных районов, выделены основные фациальные типы осадочных каменноугольных отложений и различных магматических образований, установлена наиболее характерная фауна различных горизонтов и намечены закономерности рас-

пространения различных полезных ископаемых карбона (в частности, нефтеносные, угленосные, рудоносные и другие горизонты и фации). Вместе с тем были получены важные данные для освещения спорных вопросов о границах каменноугольной системы и ее главнейших подразделений.

Главнейшие фациальные типы отложений. Нижнекаменноугольные отложения характеризуются в пределах рассматриваемой территории значительными фациальными изменениями как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

Для отложений турнейского яруса нижнего карбона здесь намечаются с запада на восток следующие основные фациальные типы отложений:

Морские карбонатные отложения. Эти более или менее мелководные органогенные отложения или органогенно-обломочные карбонатные осадки эпиконтинентального морского бассейна были распространены в турнейском веке, по-видимому, на всей территории Башкирского и Оренбургского Приуралья и части западного склона Южного Урала (большая часть Уфимского амфитеатра и район от р. Зигана на севере до р. Ика на юге, а, возможно, и район Кара-Тая). Мощность этих отложений платформенного типа достигает 100—200 м. Преобладают брахиоподовые и коралловые фации.

Чередование морских карбонатных, песчаных, глинистых и кремнистых отложений. Указанные флишеподобные осадки, достигающие мощности до 600 м, развиты на западном склоне Южного Урала к югу от верховьев р. Ика до р. Урала и его притоков. Севернее смешанные терригенные и карбонатные осадки (низы алатауской «свиты») развиты в верхах турне от бассейна р. Зигана до бассейна рек Лемезы и Инзера, а низы турне представлены карбонатными осадками. Мощность всего турне здесь около 100 м. Сходные осадки слагают турнейскую часть разреза нижнего карбона юго-западной окраины восточного склона Южного Урала. В центральной полосе Южного Урала, в юго-восточной части Уфимского амфитеатра и на восточном склоне Башкирского Урала к турнейским отложениям относятся также самые верхи флишеподобных отложений зилаирской свиты (которая в основном имеет еще верхнедевонский возраст). В этой же полосе, по-видимому, располагались участки суши, которые являлись основными источниками сноса терригенного материала рассматриваемых осадков.

Эффузивы и туфы с подчиненными карбонатными, кремнистыми и туфогенными песчано-глинистыми осадками. Этот тип преимущественно вулканогенных морских геосинклинальных образований турнейского возраста приурочен к районам восточного склона Южного Урала, примыкающим к долине меридионального верхнего течения р. Урала (на северо-западе такие осадки развиты и вблизи хр. Урал-Тая). Мощность этих турнейских образований, представленных здесь нижней частью березовской свиты, достигает, по-видимому, до 500—1000 м.

Чередование преимущественно морских эффузивов, песчано-глинистых (местами углистых) и отчасти карбонатных отложений. Осадки приурочены в основном к среднему и частично к верхнему течению левых притоков меридионального течения р. Урала (т. е. к западной части Урало-Тобольского водораздела). Мощность турнейских отложений здесь достигает нескольких сотен метров.

Континентальные и морские песчано-глинистые, углистые или угленосные отложения с подчиненными карбонатными осадками и эффузивами и туфами. Они распространены в пределах Оренбургской области в Домбаровском угленосном районе и, по-видимому, в смежных районах Урало-Тобольского водораздела, т. е. в верхнем течении левых при-

токов р. Урала и верховьях р. Тобола с его притоками. Мощность предположительно турнейских отложений этой области, представленных в основном домбаровской и кугутыкской свитами и их аналогами, является весьма непостоянной. Обычно она колеблется от нескольких сотен до 1000—1500 м, но местами резко уменьшается за счет довизейского или визейского размыва. Часть углистых или угленосных отложений имеет уже нижневизейский возраст (см. ниже).

Для нижневизейского подъяруса и отчасти для низов средневизейского подъяруса можно наметить следующие основные фациальные типы отложений:

Морские песчано-глинистые (отчасти углистые и нефтеносные) отложения. Область их развития охватывает в Южном Приуралье платформенную часть и предгорную впадину. Мощность этих мелководных терригенных осадков, обломочный материал которых происходил, по-видимому, из более западных частей Русской платформы, колеблется от 5 до 30 м.

Морские карбонатные осадки приурочены к западному склону Южного Урала, где они развиты между бассейнами рек Зигана и Ика, а отчасти также в области Уфимского амфитеатра. Мощность этих мелководных морских отложений, имеющих тоже платформенный характер и представленных преимущественно кораллово-брахиоподовыми фациями, колеблется от нескольких десятков до 100 м.

Чередование морских песчаных, глинистых, кремнистых и карбонатных осадков. Участки их развития приурочены к западному склону Южного Урала между бассейнами рек Лемезы и Инзера и бассейном р. Зигана (верхи алатауской «свиты» мощностью несколько десятков метров) и между верховьями р. Ика и бассейном р. Урала (верхи мазитовского горизонта). На восточном склоне сходные, отчасти флишеподобные отложения в низах визейского яруса развиты вдоль юго-западной окраины этого склона, где их мощность колеблется, по-видимому, от нескольких десятков до 100—200 м.

Эффузивы и туфы с подчиненными карбонатными, кремнистыми и песчано-глинистыми отложениями представлены геосинклинальными образованиями верхов березовской свиты и распространены в той же области, что и соответствующие в фациальном отношении турнейские отложения. Мощность отложений до нескольких сотен метров.

Континентальные и морские песчано-глинистые углистые и угленосные отложения с подчиненными карбонатными осадками и вулканогенными образованиями распространены в пределах Оренбургской области и западной части Урало-Тобольского водораздела. Мощность отложений до 1000 (?) м. Точные границы распространения отложений нижнего визе и их мощность недостаточно ясны из-за отсутствия определенных данных для разделения нижневизейских и предполагаемых верхнетурнейских угленосных толщ на восточном склоне Южного Урала.

Для более однообразных в фациальном отношении отложений, соответствующих середине и верхам визейского и намюрскому ярусов, намечаются следующие основные фациальные типы осадков:

Морские карбонатные осадки распространены на территории Южного Приуралья, включая платформенную часть и предгорную впадину, а также на значительной части западного склона Урала (юг Уфимского амфитеатра и южнее до р. Белой и верховьев р. Ика). Мощность отложений открытого эпиконтинентального морского бассейна, представленных преимущественно фораминиферово-кораллово-брахиоподовыми известняками и доломитами, колеблется от 300 м на западе до 500 м на востоке.

Чередование морских глинистых, песчаных, кремнистых и карбонатных отложений. Области развития этих отчасти флишеподобных пород, среди которых значительное развитие имеют фораминиферо-цефалоподовые фации, приурочены в основном к южной части западного склона Южного Урала. Мощность отложений указанного возраста достигает 1000—1500 м.

Карбонатные породы с подчиненными карбонатно-песчано-глинистыми осадками (преимущественно в верхних горизонтах) и местами с эффузивами соответствуют, по-видимому, всему восточному склону Южного Урала. Они представлены в основном фораминиферо-кораллово-брахиоподовыми, а местами цефалоподовыми фациями. Мощность отложений достигает 1400—1800 м.

Для отложений среднего карбона могут быть выделены следующие основные фациальные типы:

Морские карбонатные осадки развиты в Приуралье в пределах платформенной области и предгорной впадины, а также на западном склоне Южного Урала от бассейна р. Ая до верховьев р. Ика (притока р. Сакмары). Распространены преимущественно фораминиферо-брахиоподовые фации. Наибольшей мощности рассматриваемые отложения достигают в Ишимбай-Стерлитамакском районе (до 500—600 м), наименьшей — на западном склоне Урала (150—250 м); платформенные районы (Бугуруслан, Туймазы) характеризуются средней мощностью (300—370 м).

Чередование морских карбонатных, глинистых, песчаных и галечных отложений. Осадки этого типа на западном склоне Урала распространены в районе Уфимского амфитеатра (в бассейне р. Ая) и к югу от р. Белой, где они имеют местами флишеподобный характер. На восточном склоне отложения рассматриваемого типа пользуются широким развитием в районе меридионального течения р. Урала, а местами известны и в районе Урало-Тобольского водораздела. Для карбонатных отложений этого типа характерна преимущественно фауна фораминифер, кораллов и брахиопод, для карбонатно-песчано-глинистых фаций — фораминифер и моллюсков. Общая мощность этих отложений на обоих склонах Урала обычно колеблется от 500 до 1000 м. К этой же области были приурочены и участки суши, которые, по-видимому, и служили источником терригенного материала указанных выше морских осадков.

В отложениях верхнего карбона наблюдается значительное фациальное разнообразие. Здесь намечаются с запада на восток следующие основные фациальные типы отложений:

Морские карбонатные отложения — осадки мелкого открытого эпиконтинентального морского бассейна, приуроченные в основном к платформенным районам Приуралья и к предгорной впадине. Преобладающими фациями являются фораминиферо-брахиоподовые. На востоке местами развиты рифогенные фации. Мощность осадков колеблется от 150—175 м на западе до 200—250 м на востоке.

Морские чередующиеся и смешанные карбонатные, кремнистые и глинистые отложения. Они приурочены к западному склону Южного Урала, где выходы отложений этой зоны прослеживаются от района верхнего течения р. Юрюзани на севере до р. Мал. Ика на юге. Мощность этих осадков, соответствующих более глубоководным частям бассейна, достигает 100—200 м.

Чередование морских глинистых, песчаных и карбонатных отложений. Выходы этих осадков приурочены к западной части Уфимского амфитеатра и к району западного склона Южного Урала к югу от водораздела рек Бол. и Мал. Ика. Очевидно, эти прибрежные флишеподобные отложения принадлежали к единой полосе, отложения проме-

жуточной части которой были позднее полностью размыты. Мощность осадков достигает 1000—1400 м.

Чередование морских глинистых, песчаных и галечных пород с прослоями карбонатных слоев. Отложения этого типа сохранились в восточной части Уфимского амфитеатра на севере и Сакмаро-Уральском районе (от бассейна р. Сакмарки и южнее) на юге. Мощность осадков достигает 500—800 м на севере и 1200—1500 м на юге. Эти прибрежные отложения со значительным развитием грубообломочных осадков, вероятно, были распространены и в промежуточных районах (где впоследствии были полностью размыты).

Восточнее указанных выше районов располагается область, в которой осадки верхнего карбона неизвестны. Она охватывает внутренние части западного склона Южного Урала и весь его восточный склон. Отсутствие в этой обширной области осадков верхнего карбона объясняется, по-видимому, существованием континентального режима в соответствующую эпоху. Эта область суши и являлась в верхнекаменноугольную эпоху источником терригенного материала осадков отступившего к западу морского бассейна.

Распределение и характер всех перечисленных выше главнейших фациальных типов каменноугольных отложений Башкирии и Оренбургской области определяются палеогеографическими особенностями различных частей этой территории в каменноугольном периоде.

С каменноугольными отложениями Башкирии и Оренбургской области связаны различные рудные, нерудные и горючие ископаемые. Угли приурочены к отложениям верхов турнейского или низов визейского ярусов нижнего карбона. Нефть и другие битумы в каменноугольных отложениях распространены в Западном Приуралье и приурочены к пескам, песчаникам и алевролитам, так называемой продуктивной свиты низов визейского яруса и к пористым и трещиноватым известнякам и доломитам нижнего, среднего и верхнего карбона. Рудные месторождения осадочного типа подчинены местами отложениям нижнего карбона. Так, например, бурые железняки приурочены к алатауской «свите» западного склона Южного Урала, марганцевые руды связаны с нижневизейскими кремнисто-глинисто-карбонатными отложениями западного и восточного склонов Южного Урала. Кроме того, различные породы карбона могут быть использованы, а частью уже употребляются в качестве строительных материалов, флюсов, абразивов и т. д. С позднепалеозойскими интрузиями связаны месторождения золота, вольфрама и редких металлов, возможно, никеля и кобальта, а также некоторых нерудных полезных ископаемых (горный хрусталь, асбест, хромит и др.).

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОЙ ОБЛАСТИ БАШКИРИИ

Каменноугольные отложения на территории западных районов Башкирии, входящих в платформенную часть ее, известны лишь по материалам буровых скважин. Количество скважин превышает 1500, но распределение их неравномерное. Наибольшее число скважин пробурено на разрабатываемых месторождениях (Туймазинском, Шкаповском и др.). Большая часть территории охвачена сравнительно немногочисленными и редкими разведочными скважинами, которые тем не менее дают возможность судить об общем характере геологического разреза.

Детальные стратиграфические и литологические исследования изучаемой территории начались с 1936—1937 гг. геологами В. А. Балаевым, А. Я. Виссарионовой, Н. М. Мешалкиным, И. П. Николаевым, Ф. С. Куликовым, Г. С. Порфирьевым, Д. Ф. Шамовым, К. Р. Тимерга-

зиным, Н. И. Ключниковым, И. С. Сулеймановым, А. Д. Надежкиным, Н. В. Селезневым, В. Н. Черноморским и др. Каменноугольные отложения представлены всеми тремя отделами: нижним, средним и верхним, в которых соответственно выделяются более мелкие подразделения.

Нижний карбон

Турнейский ярус нижнего карбона. Всюду по разрезам буровых скважин платформенной Башкирии можно говорить о постепенном переходе девонских отложений в каменноугольные. Граница между двумя системами, по последним данным, принимается по подошве зоны *Septatournayella rauserae*. В этом случае она практически отбивается по каротажным диаграммам буровых скважин в кровле так называемого фаменского репера, более четко прослеживаемого в разрезах буровых скважин западных районов.

Верхняя граница турнейского яруса в большинстве районов платформенной области Башкирии проводится по подошве терригенной толщи визейского яруса. Отложения турнейского яруса подразделяются на лихвинский и чернышинский надгоризонты, соответствующие двум подъярусам.

Нижнетурнейский подъярус (лихвинский надгоризонт). В состав лихвинского надгоризонта входят выделенные по новой унифицированной схеме (1960) заволжские слои и горизонты: малевский и упинский. Последние рассматриваются совместно, отвечая турнейскому реперу на каротажных диаграммах.

Отложения лихвинского надгоризонта всюду представлены серыми слабо глинистыми известняками, участками пелитоморфными, водорослевыми. Иногда наблюдается окремнение. Отдельные прослои известняков содержат многочисленную, но весьма однообразную фауну примитивных мелких фораминифер — архесфер, паратураммин и бисфера: *Archaeosphaera minima* Sul., *A. crassa* Lip., *Parathuramina devonica* Viss., *P. tuberitinoidea* Viss., *P. cushmani* Sul., *Bisphaera malevkenensis* Bir., *B. irregularis* Bir. и др. Из более высокоорганизованных фораминифер встречены (в нижней части — заволжские слои): *Endothyra communis* Raus., *Tournayella minuta* Lip., *Tournayella* sp., *Septatournayella rauserae* Lip., *Quasiendothyra kobeifusana* Lip. Из брахиопод отмечены: *Plicatifera* cf. *fallax* (P and), *Comartiniopsis helenae* Sok., *Rugosochonetes malevkenensis* Sok., *R. ex gr. hardrensis* Phill. и др. Мощность отложений нижнетурнейского подъяруса составляет 80—100 м.

Верхнетурнейский подъярус (чернышинский надгоризонт). Отложения чернышинского надгоризонта выделяются всюду в разрезах платформенной Башкирии, являясь в нижней части своей (соответствующей черепетскому горизонту) весьма однообразными по характеру фауны и литологии.

Черепетский горизонт. Отложения этого горизонта четко выделяются по всем разрезам изучаемой территории. Представлены они характерными органогенными известняками, почти не содержащими примеси глинистого материала и кремнистых соединений. По химическому составу нерастворимый остаток в известняках обычно не превышает 0,5—0,6%. Фауна фораминифер представлена характерным для этого горизонта комплексом: *Chernyshinella glomiformis* (Lip.), *Brunsiina krainica* (Lip.), *Tournayella discoidea* Dein., *T. minuta* Lip., *Spiroplectamina tschernyshinensis* Lip., *Sp. mirabilis* Lip., *Hyperamina elegans* Raus. et Reitl. Из брахиопод отмечены: *Endoxina media*

Leb., *Rugosochonetes hardrensis* Phill., *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *Martinia* aff. *praeglabra* Sok. Мощность отложений 30—40 м.

Кондурчинский горизонт составляет верхнюю часть разреза турнейского яруса и в большинстве районов платформенной области Башкирии представлен пелитоморфными водорослевыми и характерными для этого горизонта мелкогустковыми известняками. В виде прослоев встречаются доломитизированные тонкотрещиноватые и мелкопористые известняки. Комплекс фораминифер по сравнению с черепетским является обедненным. Здесь встречены: *Endothyra antiqua* Raus., *E. aff. spinosa* Tschern., *E. naliukini* Tschern., *E. latispiralis* Lip., *Tourayella moelleri* Mal., *Hyperammina elegans* Raus. et Reitl. Характерными для горизонта являются кораллы: *Syringopora capillacea* Ludw., брахиоподы: *Paleochoristites cinctus* (Keys.), *Pustula pyxidiformis* Kon., *Chonetes dalmanianus* Kon., *Rugosochonetes hardrensis* Phill., *Spirifer ikensis* Bal., *Spirifer konincki* Dew., *Athyris hirsuta* (Hall).

На локальных участках северо-западных районов платформенной Башкирии (скв. № 11, 14, 44, 39, 91 и др.) отложения кондурчинского горизонта оказались размытыми и терригенные породы визейского яруса залегают на различных горизонтах турнейского и даже фаменского ярусов.

Для платформенной части Башкирии кондурчинский горизонт изменяется от 0 до 120 м.

Визейский ярус нижнего карбона. По новой схеме стратиграфии (1960) визейский ярус подразделяется на три подъяруса с соответствующими им надгорizontами: 1) нижневизейский, которому соответствует малиновский надгорizont; 2) средневизейский — яснополянский надгорizont и 3) верхневизейский с двумя надгорizontами: окским и серпуховским.

Нижневизейский подъярус (малиновский надгорizont). *Елховский горизонт.* Нижним горизонтом малиновского надгорizontа визейского яруса является елховский. Отложения этого горизонта прослеживаются почти по всей территории платформенной части Башкирии в виде маломощной пачки аргиллитов и алевролитов, согласно залегающих на известняках турнейского яруса. На Икбазинской и Илишевской площадях мощность елховского горизонта увеличивается до 70 м и большую роль приобретает сидеритизация аргиллитов, алевролитов и реже песчаников, слагающих горизонт.

В аргиллитах елховского горизонта установлен следующий комплекс спор: *Acanthotriletes echinatus* Naum., *Trachytriletes minutus* Naum., *Dictyotriletes tenellus* Naum., *Lophozonotriletes macrotuberculatus* Jusch., *L. rarituberculatus* (Luber) Naum., *Stenozonotriletes pumillus* Naum. и др. В редких прослоях известняков встречены фораминиферы: *Endothyra antiqua* Raus., *E. latispiralis* Lip., *Tourayella* sp.

Мощность елховского горизонта изменяется от 2 до 70 м.

Радаевский горизонт. Отложения радаевского горизонта установлены лишь на северо-западе платформенной Башкирии в междуречье Ика и Базы и отдельных участках Арланской площади. Слагается горизонт в основном алевролитами, песчаниками, реже аргиллитами, иногда с прослойками каменного угля. На большей части территории платформенной Башкирии отложения радаевского горизонта отсутствуют, и бобриковский горизонт яснополянского надгорizontа нередко с размывом залегают на аргиллитах елховского горизонта нижневизейского подъяруса (малиновского надгорizontа).

Мощность горизонта колеблется от 12 до 90 м.

Средневизейский подъярус (яснополянский надгоризонт). *Бобриковский горизонт*. Нижним горизонтом яснополянского надгоризонта является бобриковский, известный до последнего времени как угленосный. Вопрос о стратиграфической самостоятельности бобриковского горизонта нередко обсуждался за последние годы, особенно в связи с тем, что терригенная толща нижнего карбона в ряде областей, в том числе и в Башкирии, оказалась разновозрастной (нижняя часть — малиновский надгоризонт; верхняя — тульский горизонт и на долю бобриковского горизонта приходится лишь незначительная часть разреза терригенных отложений, залегающих между малиновским надгоризонтом и тульским горизонтом). Промежуточное положение пачки позволяет считать ее по возрасту визейской. Это же подтверждается и визейским комплексом спор.

Всюду бобриковский горизонт представлен терригенными породами: алевролитами, песчаниками, аргиллитами, углисто-глинистыми сланцами, с прослойками каменного угля в северо-западных районах Башкирии. Характерной руководящей фауны в бобриковском горизонте не обнаружено, но комплекс спор отличается своеобразием. Здесь были определены: *Trematozonotriletes voloculensis* (W a l z.) N a u m., *T. fos-sulatus* (W.) N a u m., *T. punctatus* (W.) N a u m., *Euryzonotriletes planus* N a u m., *Leitriletes platirugosus* N a u m. и др.

Мощность бобриковского горизонта изменяется от 7 до 25—30 м. Наибольшие мощности отмечены в северо-западных районах Башкирии, где значительную долю в разрезе составляют песчаники. В юго-восточных районах платформы (Сараево, Елатминка, Стерлибашево) мощность бобриковского горизонта обычно не превышает 7—9 м и представлен он преимущественно аргиллито-алевролитовыми породами.

Тульский горизонт. Отложения тульского горизонта знаменуют собой начальную стадию средневизейской трансгрессии, и это выразилось в однообразном характере осадков. Осадки тульского горизонта почти всюду на территории платформенной области Башкирии представлены темно-серыми глинистыми известняками с прослоями аргиллитов и мергелей в нижней части. Вверх по разрезу известняки становятся более чистыми и обычно не содержат прослоев аргиллитов. Характерно окремнение, всюду отмечаемое в тульских известняках. В северо-западных районах Башкирии, куда трансгрессия проникла в более поздний период, значительным развитием в нижней части горизонта пользуются терригенные породы: аргиллиты, алевролиты и песчаники. Известняки глинистые и песчаные, нередко имеют подчиненное значение и мощность прослоев их не превышает 1—3 м. Фаунистически тульский горизонт в целом выделяется достаточно четко и в ряде случаев его можно подразделить на две толщи. Нижняя характеризуется однообразным комплексом фауны, среди которой весьма распространенными являются фораминиферы из рода *Hyporammia vulgaris* Raus. et Reitl. и мелкие эндотиры *E. prisca* Raus. et Reitl. и *E. similis* Raus. et Reitl. Из брахиопод встречены редкие представители *Gigantoproductus mirus* Frcks., *Spirifer pseudotrigonalis* Sem., *Chonetes papilionacea* Phill. Верхняя толща представлена обычно слабо глинистыми известняками, прослоями содержащими разнообразную фауну мелких фораминифер: *Archaeodiscus karreri* Brady, *A. krestovnicovi* Raus., *Tetrataxis angusta* Viss., *Endothyra crassa* v. *compressa* Raus., *E. similis* Raus. et Reitl., *Eostaffella mediocris* Viss. Из брахиопод встречаются: *Gigantoproductus* cf. *prigorovskyi* Bolch., *G. mirus* Frcks., *Rugosochonetes laquessianus* Kon., *Echinoconchus punctatus* Mart., *Pugilus subscotucus* Sar. Мощность тульского горизонта на участках, где он представлен в карбонатной фации,

закономерно увеличивается с запада на восток-юго-восток, изменяясь от 20—25 м в Туймазах до 50—65 м в Стерлибашево. В северо-западных районах мощность тульского горизонта за счет развития песчаников и других терригенных пород также достигает 45—55 м.

Верхневизейский подъярус (окский надгоризонт). В районах платформенной области Башкирии к окскому надгоризонту следует относить значительную по мощности (в большинстве разрезов свыше 100 м) толщу карбонатных осадков, преимущественно известняков, включающую алексинский, михайловский и веневский горизонты. Общий комплекс фауны позволяет считать, что надгоризонт на изучаемой территории представлен полностью. Однако четкое выделение входящих в его состав горизонтов и проведение границ между ними не могло быть сделано даже на хорошо изученном Туймазинском разрезе.

Граница окского надгоризонта с яснополянским отбивается по литологической смене темно-серых глинистых тульских известняков более светлыми неясно слоистыми известняками и доломитами окского надгоризонта. Фаунистическая характеристика их также отлична. В нижней части окского надгоризонта (в основании алексинского горизонта) встречаются: *Archaediscus moelleri* v. *gigas* R a u s., *Eostafjella tujmasensis* Viss., *Endothyra crassa* Brady, *Parastafjella illustria* Viss., *Gigantoproductus* aff. *praemoderatus* (S a r.) и др. На каротажных диаграммах эта граница проводится в основании большой пики сопротивлений, ранее относимой к «тульскому реперу». Верхняя граница окского надгоризонта более условна, поскольку в верхней части его появляются прослой доломитов, ничем не отличающиеся от доломитов залегающего выше серпуховского надгоризонта. Практически эта граница по многим скважинам проводится по смене известняков доломитами. На ряде каротажных диаграмм в основании серпуховского надгоризонта выделяется репер «серпуховский», характеризующийся повышенными сопротивлениями на кривой КС.

Наиболее хорошо изученным является разрез окского надгоризонта Туймазинского района. Он представлен известняками и доломитами. Преобладающими в разрезе являются известняки, реже доломитизированные известняки и доломиты. Среди них довольно часто встречаются прослой фораминиферовых и реже брахиоподовых известняков. Фауна окского надгоризонта, особенно фауна фораминифер, исключительно обильна и разнообразна. Среди фораминифер в этом подъярусе встречено около 70 различных видов, причем большинство из них новые; среди брахиопод — свыше 33 видов.

Типично морской характер осадков с преобладанием известняков свидетельствует о максимальном проявлении визейской трансгрессии, особенно во время отложения толщи пород алексинского горизонта.

К алексинскому горизонту в разрезах платформенного типа относится нижняя часть окского надгоризонта. В Туймазинском и прилегающих к нему районах алексинский горизонт представлен известняками. В условных границах мощность горизонта изменяется от 30 до 50 м.

Микрофаунистическая характеристика алексинского горизонта весьма разнообразна. Здесь встречаются почти все виды фораминифер, известных из визейского яруса нижнего карбона. Весьма типичными для этого горизонта являются архедискусы, по видовому составу существенно отличающиеся от тульских. Преобладают крупные архедискусы с гладкой стенкой и выпуклыми боками групп *A. moelleri* R a u s. и *A. moelleri* v. *gigas* R a u s. и др. Довольно часты представители *A. kareri* B r a d y и *A. krestovnicovi* R a u s. и др. Из эндотир развиты почти

все группы, но наибольшее значение имеют *Endothyra globulus* Eichw. и различные представители ее: *Endothyra crassa* Brady, *E. omphalota* Raus. et Reitl. Характерными являются: *Eostaffella tujmasensis* Viss., *E. ikensis* Viss., *E. prisca* Raus. и др. Брахиоподы, встреченные в алексинском горизонте, менее разнообразны. Большое значение имеют различные представители гигантопродуктусов, в том числе *G. giganteus* Mart., *G. praemoderatus* (Sarg.). В более верхней части горизонта встречаются: *Striatifera striata* Fisch., *Semiplanus* sp. и др.

Вышележащие михайловский и веневский горизонты хорошо выделяются по отдельным интервалам керна или шлама, но границы между этими горизонтами являются еще более условными, чем для алексинского горизонта. В связи с этим данные отложения рассматриваются совместно. Фаунистически более четко выражен веневский горизонт. Комплекс фауны фораминифер михайловского горизонта в разрезах Башкирии не типичен. В целом вся толща отложений, соответствующая михайловскому и веневскому горизонтам, представлена известняками, органогенными прослоями с массовыми скоплениями фораминифер. Доломиты встречаются отдельными прослоями, причем количество и мощность их увеличиваются в верхней части толщи.

Для верхней части окского надгоризонта, соответствующей в основном веневскому горизонту, новыми и весьма типичными видами являются: *Bradyina rotula* Eichw., *Endothyra crassa* v. *sphaerica* Raus., *E. omphalota* Raus. et Reitl., *Cribrospira mira* Raus., *Eostaffella ikensis* Viss., *E. singularia* Viss., водоросли *Calcifelium okense* Schw. et Bir. и др. Из брахиопод, по данным В. А. Балаева, типичными для верхней части надгоризонта являются: *Semiplanus semiplanus* Schw., *Gigantoproductus moderatus* Schw., *Athyris expansa* Phill., *Striatifera striata* Fisch.

Общая мощность окского надгоризонта в платформенной области Башкирии изменяется от 90 до 140 м в направлении увеличения к восточным и юго-восточным районам.

Серпуховский надгоризонт в разрезах буровых скважин выделяется весьма условно. По существу ни в одной из скважин не отбиты четко границы его. Тем более невозможно толщ, условно относимую к серпуховскому надгоризонту, расчленить более детально на тарусский и стешевский горизонты, как это имеет место в разрезах Подмосковья. Почти всюду в разрезах Башкирии к серпуховскому надгоризонту относится толща доломитов, имеющих преимущественно темную окраску — темно-серую и буровато-серую. Прослой известняков редки: они содержат обедненную фауну верхов визейского яруса: *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., *E. globulus* Eichw., *Parastaffella struwei* Moell., *P. struwei* v. *propinqua* Viss., *Eostaffella mosquensis* Viss., *Endothyra crassa* v. *sphaerica* Raus. Мощность серпуховского надгоризонта по районам платформенной Башкирии в условных границах равняется 70—90 м.

Намюрский ярус. Выделение намюрского яруса в разрезах буровых скважин Башкирии весьма условно. Всюду, где встречены фаунистические остатки в толще, относимой условно к намюрскому ярусу, можно видеть, что по возрасту они относятся вообще к визейскому ярусу. По отдельным скважинам встречались многочисленные *Striatifera striata* Fisch., нередко образующие банки. Из фораминифер отмечались: *Endothyra globulus* Eichw., *E. crassa* v. *sphaerica* Raus., *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *Parastaffella struwei* Moell., *Eostaffella singularis* Viss., *E. protvae* Raus.

Приведенный список фауны указывает на нижнекаменноугольный (визейский) возраст толщи. Однако, учитывая данные унифицирован-

ной стратиграфической схемы, мы условно выделяем намюрский ярус. При этом следует указать на неполную мощность его в разрезах Туймазинского и прилегающих районов. В разрезах отсутствует верхняя часть намюрских (?) отложений (намюр В).

Намюрский ярус представлен характерными светло-серыми, почти белыми сахаровидными доломитами, с редкими прослоями доломитизированных известняков, нередко содержащих сильно перекристаллизованную фауну фораминифер, брахиопод и кораллов.

В Туймазинском районе отложения намюрского яруса непосредственно контактируют с прикамским горизонтом башкирского яруса (промежуточные горизонты размыты). По направлению к востоку размыв становится меньше, и мощности намюрского яруса увеличиваются от 70 до 120—130 м.

Средний карбон

Всюду в разрезах буровых скважин платформенной Башкирии выделяются башкирский и московский ярусы среднего карбона. Общая мощность среднекаменноугольных отложений равняется 290—380 м, закономерно увеличиваясь от Туймазинского района на восток-юго-восток, к району Стерлибашево. Увеличение мощности происходит за счет башкирского яруса, который в западных районах представлен лишь своей верхней частью.

Башкирский ярус. В платформенной области Башкирии выделение башкирского яруса, точное подразделение его на горизонты представляет значительные трудности вследствие выпадения из разреза (по мере продвижения на запад) более молодых слоев его.

Нижняя граница башкирского яруса, соответствующая кровле нижней части намюрского яруса, отбивается по литологической смене сахаровидных намюрских доломитов известняками. Верхняя граница проводится по подошве слоев, в которых появляются фораминиферы, относящиеся к родам *Profusulinella*, *Aljutovella*, *Schubertella*. Из брахиопод появляются тонкоробристые хориститы группы *Ch. inferus* J v.

Мощность башкирского яруса увеличивается от западных разрезов к восточным за счет появления в восточных разрезах более древних горизонтов яруса. В Туймазах мощность башкирского яруса не превышает 17—25 м, ярус представлен лишь верхнебашкирским подъярусом и прикамским горизонтом. В разрезе дер. Сараево мощность яруса увеличивается до 50—55 м, в дер. Стерлибашево — до 80—90 м, но даже и в этом случае разрез его неполный. Отсутствующей является самая нижняя часть северокельтменского горизонта. Однако выделение отдельных горизонтов башкирского яруса нередко является невозможным вследствие малого выноса кернового материала.

Всюду отложения башкирского яруса представлены известняками, органогенными, органогенно-шламовыми, оолитовыми прослоями. Известняки серые и желтовато-серые с характерными примазками зеленой глины, нередко придающими породе брекчиевидный облик. Для всего яруса типичными являются *Archaediscus baschkiricus* K r e s t. et T e o d., встречающиеся нередко большими скоплениями *Pseudostaffella antiqua* D u t., *Bradyina cribrostomata* R a u s. Из брахиопод *Choristites bisulciformis* S e m. Многочисленны эоштаффелы группы *Eostaffella acata* G r o s d. et L e b., *E. exilis* G r o s d. et L e b. имеют широкое распространение в северо-кельтменском горизонте. Несколько отлична характеристика башкирского яруса в северо-западных районах Башкирии (Калтасы, Акинеево). В ряде скважин здесь оказалась размытой верхняя часть яруса.

Московский ярус расчленяется на два подъяруса: нижнемосковский и верхнемосковский. В отложениях нижнемосковского подъяруса описываемой территории выделяются верейский и каширский горизонты.

Отложения *верейского горизонта* представлены терригенно-карбонатными осадками, что способствует четкому обособлению их в разрезах буровых скважин по данным литологии и на каротажных диаграммах. Нижняя граница верейского горизонта достаточно четко прослеживается по фауне, литологии и каротажу, хотя в большинстве разрезов эта граница связана постепенным переходом известняков башкирского яруса в известняки верейского горизонта.

Практически за основание верейского горизонта на каротажных диаграммах принимается подошва аргиллитовой пачки мощностью не более 3—4 м, залегающей непосредственно под «двурогим» верейским репером. Кровля верейского горизонта принимается более условно — по исчезновению кластических пород в основании так называемого каширского репера, представленного доломитами.

Схематично разрез верейского горизонта по районам платформенной части Башкирии можно представить как карбонатный в нижней части (верейский «двурогий» репер) и терригенно-карбонатный — в верхней. Среди терригенных пород преобладают аргиллиты и аргиллито-алевролитовые разности пород с прослоями известковистых песчаников. Окраска пород зеленовато-серая и красно-бурая. Известняки органогенные, прослоями оолитовые, песчаные с фауной: *Aljutovella aljutovica* R a u s., *A. elongata* R a u s., *Profusulinella ovata* R a u s., *Pr. rhomboides* L e e e t C h e n, *Schubertella pauciseptata* R a u s., *Pseudostafella gorskyi* D u t., *P. confusa* L e e e t C h e n, *P. subquadrata* G r o s d. e t L e b., *Eofusulina triangula* R a u s. Из брахиопод отмечены типично московского облика хориститы: *Ch. inferus* I v a n., *Ch. teschewi* I v a n., *Ch. tujmasensis* B a l., а также: *Chonetes carboniferus* K e y s., *Linoproductus latiplanus* I v., *Neospirifer* cf. *attenuatiformis* I v. e t E. I v., *Paeckelmannia aljutovica* E. I v. и др.

В северных районах Башкирии на отдельных участках в основании верейского горизонта встречены прослой карбонатных брекчий, с фауной башкирского яруса в гальках. В более восточных и юго-восточных районах платформенной области Башкирии верейский горизонт представлен лишь карбонатными породами, с примесью глинистого и песчаного материала. Редко встречаются прослойки зеленовато-серых аргиллитов. Мощность верейского горизонта 45—60 м, увеличиваясь до 70—80 м в районах развития брекчии (на северо-западе Башкирии).

Каширский горизонт. Для отложений каширского горизонта характерна сильная доломитизация их. Представлены они в основном доломитами, с прослоями доломитизированных известняков и известняков с примазками зеленовато-серой глины. Органические остатки в каширском горизонте обычно перекристаллизованы вследствие сильной доломитизации пород.

На каротажных диаграммах более четко отбивается нижняя граница горизонта по смене терригенно-карбонатных пород верейского горизонта доломитизированными известняками, а чаще доломитами каширского горизонта. На диаграммах эта граница соответствует основанию «каширского» репера, о котором было сказано выше. Верхняя граница каширского горизонта чрезвычайно условна и нечетко выражена по литологии и на каротажных диаграммах. Более четко ее удалось установить лишь в единичных скважинах, из которых были вынесены органогенные известняки (скв. 2, 240, 148 Туймазов, скв. 1 Ардатовки, скв. 49, 50, 51 Дюртюлей и др.).

В отдельных случаях каширский горизонт богато охарактеризован фауной фораминифер, особенно в нижних прослоях. При этом следует отметить, что по видовому составу фораминиферы нижних прослоев очень тесно связаны с нижележащими верейскими отложениями, что свидетельствует о постепенном переходе верейских отложений в каширские. В нижней части каширского горизонта встречены: *Aljutovella elongata* Raus., *Al. priscoidea* Raus., *Al. aljutovica* Raus., *Profusulinella prisca* Dep rat., *Pr. ovata* Raus., *Schubertella magna* Lee et Chen, *Sch. acuta* Raus., *Ozawainella mosquensis* Raus.

Фауна брахиопод представлена тонкоробристыми хориститами: *Ch. teschewi* Ivan., *Ch. priscus* Eichw., *Ch. kaschirensis* Iv.; кроме того, довольно часто встречаются широко распространенные в среднем карбоне *Chonetes carboniferus* Keys., *Phricodothyris asiatica* Chaо и др. Верхняя часть каширского горизонта в основном имеет доломитовый состав. Комплекс фораминифер здесь обедненный; наибольшее развитие имеют параштаффеллы группы *P. brady* Moell., *P. pseudosphaeroidea* Dut., *P. moelleri* Raus. Мощность каширского горизонта составляет 60—70 м.

Верхнемосковский подъярус. Среди отложений верхнемосковского подъяруса выделяются подольский и мячковский горизонты.

Подольский горизонт выделен в разрезах среднего карбона Башкирии главным образом на основании изучения фауны фораминифер. Литологически подольский горизонт представлен преимущественно известняками с прослоями доломитов. Комплекс фауны фораминифер подольского горизонта обновленный. Уже в нижней половине подольского горизонта появляются *Fusulina elegans* Raus. et Reittl., *Wedekindellina* sp. и др. Чрезвычайно богатым и весьма характерным для подольского горизонта является комплекс фораминифер из верхней его части: *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *Fusiella typica* Lee et Chen, *Profusulinella*, *Librevitchi* Dut. Фауна брахиопод представлена редкими находками: *Choristites* ex gr. *mosquensis* Fisch., *Ch. aff. uralicus* Leb., *Chonetes carboniferus* Keys., *Meekella eximia* Eichw.

Общая мощность подольского горизонта 40—80 м, она увеличивается в юго-восточном направлении.

Мячковский горизонт. Отложения мячковского горизонта однообразны по литологическому составу на всей территории платформенной Башкирии и представлены преимущественно органогенными слоистыми известняками с редкими примазками и тончайшими прослойками зеленовато-серой глины, с подчиненными прослоями доломитов и доломитизированных известняков. Фауна фораминифер мячковского горизонта весьма обильна и разнообразна. Значительное распространение в мячковском горизонте имеют: *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehr., *Ps. ozawai* Lee et Chen, *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *F. elegans* Raus. et Bel., *F. cylindrica* Fisch., *Fusulinella bocki* Moell., *Fusulinella pseudoboeki* Lee et Chen, *Ozawainella angulata* Col., *Wedekindellina uralica* Dut. и др. Мощность мячковского горизонта 95—110 м.

Верхний карбон

За последнее десятилетие возникали неоднократные теоретические споры в отношении объема верхнего отдела карбона и особенно его верхней границы. В данной работе эта граница взята нами по унифицированной стратиграфической схеме 1951 г. в подошве швагериновых известняков ассельского яруса. Нижняя граница отбивается по появлению в разрезе *Quasifusulina longissima* Moell., *Triticites umbonoplicatus*

Raus et Bel., и исчезновению *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehr., *Wedekindellina uralica* Dut., *Fusulina elegans* Raus. et Bel.

Отложения верхнего карбона изучены довольно слабо, особенно в разрезах буровых скважин платформы. Это объясняется главным образом сильной доломитизацией осадков, содержащих редкие прослои органогенных известняков с верхнекаменноугольной фауной. По ряду скважин отложения верхнего карбона все же можно расчленить на две части: нижнюю — тритицитовую и верхнюю — преимущественно псевдофузулиновую.

По районам платформы верхнекаменноугольные отложения связаны постепенными переходами с нижележащими среднекаменноугольными осадками. Весьма характерным является прослой с массовыми фузулинеллами группы *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., встреченный в основании верхнего карбона.

В целом верхнекаменноугольные отложения платформы представлены чередованием доломитов, доломитизированных известняков и известняков. Вследствие сильной доломитизации фаунистическая характеристика пород верхнего карбона весьма затруднительна. Наиболее распространенными являются тритициты групп *Tr. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Tr. arcticus* Schell., *Tr. pseudoarcticus* Raus. Кроме того, встречаются: *Quasifusulina longissima* Moell., *Ps. krotovi* Schell., *Rugosofusulina stabilis* Raus.

Мощность верхнего карбона равняется 160—180 м.

Характеристика каменноугольных отложений, приведенная выше, позволяет судить об их сплошном распространении в районах платформенной области Башкирии. Представлены они почти сплошь карбонатами; терригенные породы имеют развитие лишь в малиновском и яснополянском надгоризонтах и в верейском горизонте нижнего карбона.

В целом толща карбонатных осадков представлена фациально однообразно, характеризуя эпиконтинентальное море платформы с четко выраженной тенденцией углубления к восточным и юго-восточным районам, откуда распространялась трансгрессия.

Связь районов платформы с предгорным прогибом отчетливо была выражена в нижнекаменноугольную эпоху, что подтверждается сходством фациального состава осадков и фауны соответствующего возраста двух этих регионов. Что же касается средне- и верхнекаменноугольного времени, то начиная с московского века ясно выступает общность районов платформы от названного прогиба.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА НА ТЕРРИТОРИИ БАШКИРИИ

Каменноугольные отложения Предуральского прогиба изучены по результатам бурения. Кроме того, вдоль восточного борта прогиба известны выходы каменноугольных пород, которые там обычно залегают в ядрах антиклинальных складок (горы Воскресенка, Лохматая, Усольский Хребтик и др.). Изучением каменноугольных отложений, развитых в Предуральском прогибе за последние 25 лет, занимались Б. С. Катков, Н. И. Мешалкин, М. А. Сушкин, Н. И. Ключников, Ф. С. Куликов, Д. М. Раузер-Черноусова, В. Д. Наливкин, С. В. Семихатова, Г. И. Теодорович, А. П. Тяжева, А. П. Гроздилова, Д. Ф. Шамов, А. В. Пахомова, В. А. Балаев, Г. С. Порфирьев, А. Я. Виссарионова, И. С. Сулейманов и др.

Вопрос о границе между девонем и карбоном до сих пор не является окончательно решенным. В условиях Предуральского прогиба эта

граница также является спорной. Восточнее Предуральского прогиба по западному склону Урала многими исследователями (Д. В. Наливкин, Г. И. Теодорович, В. С. Карпышев, Л. С. Либрович, А. П. Тяжева, Д. М. Раузер-Черноусова и др.) в разное время выделялась переходного типа толща этрен, которую в большинстве случаев относили уже к карбону.

Изучение фауны фораминифер (скважины № 12—28, Карлов) показало, что эта толща по существу характеризует зону *Endothyra communis* и содержит фауну переходного типа, на основании чего может быть отнесена к карбону. Залегают она на размытой поверхности известняков франского яруса с *Theodossia anossofi*. В скважинах № 2—7 Усолки толща подстилается нижефаменскими известняками с *Cyrtospirifer archiaci*.

В скважинах № 12—28 зона *Endothyra communis* представлена известняками с прослоями известняковой брекчии. В известняках были встречены: *Camarotoechia livonica* Wen., *Rugosochonetes hardrensis* Phill, *Endothyra communis* R a u s., *Clomospiranella primaeva* R a u s., многочисленные мелкие примитивные фораминиферы: *Parathuramina devonica* V i s s., *P. kopeicubovi* V i s s., *P. cushmanii* S u l, *Archaesphaera minima* S u l, *Bisphaera elegans* V i s s., *B. irregularis* B i g. и др.

Таким образом, в районах Предуральского прогиба каменноугольные отложения залегают с размывом на различных горизонтах франского и фаменского ярусов.

Граница между каменноугольной и пермской системами является не менее спорной. Эта граница до последнего времени проводилась по подошве отложений со швагеринами, относимых к ассельскому ярусу нижней перми. Граница между верхним карбоном и ассельским ярусом нижней перми в большинстве случаев характеризуется постоянным переходом одних отложений в другие, но в то же время имеются данные, говорящие о размыве некоторой части отложений верхнего карбона и нижней перми. Примером этому являются Карлинская, Пастушинская, Николаевская и другие структуры. Здесь под верхней частью швагериновых отложений (шиханский горизонт) непосредственно залегают отложения нижней тритицитовой части верхнего карбона. В пределах указанных границ каменноугольные отложения представлены в основном (за некоторыми исключениями) всеми своими отделами и горизонтами.

ТУРНЕЙСКИЙ ЯРУС

Отложения турнейского яруса имеют почти повсеместное распространение в районах Предуральской депрессии.

Нижнетурнейский подъярус (лихвинский надгоризонт). Заволжские слои в районах Предуральского прогиба относились ранее к фаменскому ярусу. Слагаются они в основном известняками, доломитизированными известняками и реже доломитами с прослоями известняковой брекчии. В большинстве разрезов депрессии заволжские слои представлены лишь своей верхней частью, соответствующей зоне *Endothyra communis*. Отложения этой зоны содержат фауну смешанного облика, характеризующую переход от девона к карбону: *Camarotoechia livonica* Wen., *C. boloniensis* O r b., *Clomospiranella primaeva* R a u s., *Parathuramina devonica* V i s s., *P. cushmani* S u l, *Archaesphaera minima* S u l. Мощность отложений равна 15—40 м.

Малевский и упинский горизонты. Эта часть турнейского яруса, залегающая между отложениями зоны *Endothyra communis* и черепетским горизонтом, может быть сопоставлена с малевским и упинским

горизонтами турне; самостоятельное выделение каждого из них, на основании имеющихся фактических материалов, не представляется возможным. Более четко эти отложения представлены по скважинам № 12—28 Карлов и слагаются буровато-серыми известняками, участками и прослойками окремнелыми, с включениями ангидрита, с фауной мелких примитивных фораминифер и редких брахиопод *Spirifer tornacensis* Коп., *Rugosochonetes hardrensis* Phill. Из фораминифер были определены: *Parathuramina devonica* Viss., *P. cushmani* Sul., *Archaesphaera minima* Sul., *Bisphaera* ex gr. *elegans* Viss., *B. malevicensis* Bir., *Hyperamina elegans* Raus. et Reitl., редкие *Brunsiina krainica* (Lip.), *Tournayella* aff. *minuta* Lip. По всем другим скважинам прогиба эти отложения также выделяются с большей или меньшей долей условности. Мощность отложений, относимых к малевскому и упинскому горизонтам, равняется 50—60 м. Общая мощность нижнетурнейского подъяруса около 90—100 м.

Верхнетурнейский подъярус (чернышинский надгоризонт) подразделяется на черепетский и кондурчинский горизонты.

Черепетский горизонт. В большинстве районов прогиба отложения верхнетурнейского подъяруса представлены лишь черепетским горизонтом и слагаются бурыми и желтовато-серыми известняками с органогенными прослоями и типичной для черепетского горизонта фауной фораминифер: *Chernysninella glomiformis* (Lip.), *Tournayella minuta* Lip., *T. discoidea* Dain, *Brunsiina krainica* (Lip.), *Spiroplectamina tschernyshiensis* Lip., *Hyperamina elegans* Raus. et Reitl. и др. Довольно часто встречается также паратураммиины и бисферы. Количество их уменьшается лишь к верхним частям разреза. Мощность черепетского горизонта по районам депрессии равняется 30—40 м.

Кондурчинский горизонт. Отложения кондурчинского горизонта в большинстве районов Предуральской депрессии полностью отсутствуют, и терригенные отложения бобриковского горизонта нижнего визе непосредственно залегают на черепетском горизонте турнейского яруса. Примером этого служат разрезы скважин на Карлинской, Шиханской и Ишимбайской площадях. По скважинам № 300—19 (Ишимбай) с глубины 2532 м до глубины 2559 м вскрыт следующий геологический разрез: в интервале 2532—2543 м — органогенно-обломочные глинистые известняки с фораминиферами тувльского горизонта *Hyperamina vulgaris* Raus. et Reitl., мелкими эндотирами гр. *End. prisca* Raus. et Reitl., *E. similis* Raus. et Reitl., *E. omphalota* v. *minima* Raus. et Reitl., *Eostaffella mediocris* Viss.

В интервале 2547—2550 м — в верхней части глинистый темно-серый известняк тувльского облика; ниже — прослой кварцевого глинистого песчаника средне- и мелкозернистого, с хорошо окатанными зернами кварца. Этот интервал соответствует бобриковскому горизонту.

В интервале 2552—2559 м непосредственно под песчаными и глинистыми породами залегают органогенный фораминиферовый известняк с *Endothyra glomiformis* Lip., *Brunsiina krainica* (Lip.), *Tournayella moelleri* Mal., *T.* aff. *minuta* Lip., *Spiroplectamina tschernyshinensis* Lip., *Hyperamina elegans* Raus. et Reitl. и др.

Комплекс фораминифер этого интервала характеризует черепетский горизонт турнейского яруса. Здесь из разреза целиком выпадает кондурчинский горизонт турнейского яруса, малиновский надгоризонт визейского яруса и, вероятно, нижняя часть бобриковского горизонта. Выпадение горизонтов можно объяснить размывом этих отложений.

В более восточных районах Предуральского прогиба и в районах западного склона Южного Урала кондурчинский горизонт имеет значи-

тельное развитие. Так, в районе р. Усолки и горы Воскресенка к верхнетурнейским отложениям (включая и кизеловский горизонт) можно отнести значительную часть разреза терригенно-карбонатных отложений, имеющих мощность свыше 100 м. Эти разрезы по Усольской и Воскресенской скважинам сопоставляются с разрезами верхнетурнейских отложений западного склона Урала, где развита алатауская свита, выделенная Д. В. Наливкиным (1926а). Характерной особенностью этой фации является терригенно-карбонатный ее состав. Известняки имеют подчиненное значение. Наибольшим развитием пользуются железистые песчаники и известковистые сланцы и аргиллиты. Нередко встречаются прослой мергелей.

Визейский ярус расчленяется на ниже- и верхневизейский подъярусы.

Нижевизейский подъярус включает бобриковский и тульский горизонты.

Бобриковский горизонт представлен терригенными породами: аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Песчаники кварцевые, обычно известковистые, мелкозернистые, с многочисленными мелкими растительными остатками.

Тульский горизонт. Отложения тульского горизонта четко охарактеризованы фауной фораминифер, брахиопод и кораллов и отличаются большим литологическим разнообразием. Они представлены в основном известняками, в различной степени глинистыми. Мощность тульского горизонта достигает 85 м.

Условно тульский горизонт можно расчленить на нижнюю и верхнюю толщи. Нижняя толща мощностью 15—20 м представлена глинистыми известняками с прослойками аргиллитов. Характерно сильное окремнение толщи в виде многочисленных кремневых стяжений. Фауна фораминифер нижней толщи обедненная. Характерными являются крупные *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Archaeodiscus karreri* Brady, *A. krestovnicovi* Raus., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. prisca* Raus. et Reitl.

Из брахиопод были встречены типичные, но редкие *Gigantoproductus mirus* Frcks, *Rugosochonetes* cf. *laguessianus* Коп., *Spirifer* ex gr. *pseudotrigonalis* Sem. Верхняя толща слагается темно-серыми известняками с органогенными прослоями. Известняки менее глинистые и окремненные, чем в нижней толще. В прослоях органогенных известняков содержится многочисленная и разнообразная фауна фораминифер: *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. similis* Raus. et Reitl., *E. omphalota* v. *minima* Raus. et Reitl., *E. crassa* v. *compressa* Raus. et Reitl., *Archaeodiscus krestovnicovi* Raus., *A. karreri* Brady, *A. spirillinoides* Raus., *Eostaffella mediocris* Vis. Мощность горизонта составляет 50—60 м.

К верхневизейскому подъярусу в районах депрессии относится значительная по мощности толща карбонатных осадков, соответствующая алексинскому, михайловскому и веневскому горизонтам. Определение границ горизонтов и их мощности весьма условно, так как они выделены по немногочисленным скважинам с незначительным отбором керна. Однако наличие этих горизонтов по отдельным образцам зафиксировано в ряде скважин. Общая мощность горизонтов 120—160 м. Они слагаются известняками с прослоями доломитов и доломитизированных известняков. В отдельных прослоях встречена многочисленная фауна фораминифер: *Endothyra crassa* Brady, *E. globulus* Eichw., *A. karreri* Brady, *A. krestovnicovi* v. *koktjubensis* Raus., *A. moelleri* Raus., *A. moelleri* v. *gigas* Raus., *Bradyina rotula* Eichw.,

Eostaffella tujmasensis Viss., *E. mosquensis* Viss., *E. ikensis* Viss., *Calcifellium okense* Schw. et Bir.

Намюрский ярус. Над темно-бурыми доломитами во всех разрезах выделяется толща светлых сахаровидных доломитов с прослоями органических известняков, относимая условно к намюрскому ярусу. Отдельные исследователи считают возможным приключить эту толщу к верхневизейскому подъярусу. Однако этот вопрос является спорным. Согласно унифицированной схеме 1960 г., эти отложения выделяются в нижнюю часть намюрского яруса (намюр А).

В прослоях известняков по разрезам ишимбайских и шиханских скважин И. С. Сулеймановым была определена следующая фауна фораминифер: *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *Endothyra omphalota* Raus. et Reitl., *E. crassa* v. *sphaerica* Raus., *Archaeodiscus rugosus* Raus., *A. karreri* Brady, *Eostaffella mesquensis* Viss., *E. proikensis* Raus., *Eostaffella protvae* Raus., *Parastaffella illustria* Viss. и др. Мощность толщи, относимой к нижней части намюрского яруса, равняется 90—120 м.

Верхнюю часть намюрского яруса (намюр В) можно выделить еще более условно, отнеся к ней нижний (Краснополянский) горизонт башкирского яруса.

Представлен краснополянский горизонт известняками, доломитизированными известняками и реже доломитами. В Шиханской скважине № 4—13 в краснополянском горизонте были встречены чечевицеобразные зоштаффеллы: *E. acuta* Grosd. et Leb., *E. exilis* Grosd. et Leb., *E. proikensis* Raus. и др.; отмечались также *Eostaffella protvae* Raus., редкие *Pseudostaffella antiqua* Dut., архедискусы и др.

Мощность горизонта 50 м. В Карлинской скважине № 12—28 к краснополянскому горизонту можно отнести буровато-серые органические известняки с *Archaeodiscus baschkiricus* Krest. et Teod., *A. rugosus* Raus., *Pseudostaffella antiqua* Dut., *Bradyina cribrostomata* Raus. и др.

Средний карбон

Башкирский ярус. На территории Башкирии отложения башкирского яруса наиболее полно представлены на западном склоне Урала и в районах Предуральской депрессии. Здесь мощность их достигает 120—150 м*.

В состав башкирского яруса следует включать северокельтменский, прикамский и подверейский горизонты**. Все эти горизонты в отдельных интервалах прослеживаются по скважинам депрессии.

Северокельтменский горизонт по скважинам депрессии характеризуется развитием груборебристых хориститов гр. *Choristites bisulciformis* Sem. Из фауны фораминифер значительное развитие имеют *Pseudostaffella antiqua* Dut., *Ps. compressa* Raus., *Eostaffella postmosquensis* Raus., *E. acuta* Grosd. et Leb. и разнообразные архедискусы. Мощность горизонта 60—70 м.

Прикамский горизонт представлен серыми кристаллическими известняками, прослоями, обогащенными фауной фораминифер, из которых наибольшее значение имеют многочисленные и разнообразные архедискусы главным образом групп *A. baschkiricus* Krest. et Teod., *Archaeodiscus rugosus* Raus., *A. timanicus* Reitl. Из псевдоштаффелл встречаются *Pseudostaffella antiqua* Dut. и близкие к ней формы

* Исключая краснополянский горизонт, ранее относимый к башкирскому ярусу.

** По данным совещания, в объеме подверейского горизонта, соответствующего верхнебашкирскому подъярусу, выделяются черемшанский и мелекесский горизонты.

Ps. praegorskyi Reith. Брахиоподы также разнообразны. По-прежнему встречаются близкие к *Choristites bisulcatiformis* Sem. груборебристые хориститы, главным образом *Ch. praeuralicus* Bal., *Ch. laticostalis* Bal. и др. Мощность горизонта около 60 м.

Черемшанский и мелекесский горизонты представлены характерными желтовато-серыми известняками, иногда со стилолитовыми швами, с примазками зеленой глины. Из фауны фораминифер здесь имеют развитие укороченные профузулинееллы групп *Pr. convoluta* Raus., *Pr. staffellaeformis* Grosd et Leb. и укороченные альютовеллы групп *Al. tikhonovitchi* Raus. Кроме того, продолжают встречаться архедискусы главным образом *A. baschkiricus* Krest. et Teod. и мелкие чечевицеобразные зоштаффеллы. Мощность подъяруса 30—40 м.

Московский ярус. В состав московского яруса (в разрезах скважин депрессии) входят все четыре горизонта его: верейский, каширский, подольский и мячковский, с несколько специфическими (уральского типа) комплексами фауны.

Ниже московский подъярус. Среди отложений нижнемосковского подъяруса выделяются породы, относящиеся к верейскому и каширскому горизонтам.

Верейский горизонт. К верейскому горизонту по скважинам депрессии (скв. 101 Ишимбая, скв. 4—13 и 3—13 Шиханов, скв. 12—28 Карлов) относится толща известняков, залегающая на фаунистически охарактеризованных известняках башкирского яруса, и покрывающая ее толща мергелей. В толще известняков среди мергелей встречена фауна фораминифер верейского горизонта: *Profusulinella parva* Lee et Chen, *Pr. convoluta* Raus., *Pr. prisca* Deprat., *Pr. rhomboides* Lee et Chen, *Aljutovella tikhonovichi* Raus., *Al. aljutovica* Raus., *Pseudostaffella* aff. *gorskyi* Dut., *Ps. praegorskyi* Saf., *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Teod. и др. Мощность верейского горизонта, включая мергельную пачку, равняется 100—130 м.

Каширский горизонт. В районах депрессии каширский горизонт представлен чередованием известняков и доломитов, с прослоями мергелей в нижней части. Фаунистическая характеристика каширского горизонта указывает на примитивность комплекса встреченных органических остатков. Из фораминифер чаще встречаются укороченные профузулинееллы групп *Pr. prisca* Deprat., *Pr. parva* Lee et Chen, *Aljutovella aljutovica* Raus., *Eofusulina triangula* Raus., *Pseudostaffella gorskyi* Dut., *Ps. compressa* Raus., *Ps. ex gr. antiqua* Dut., *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Teod.

Верхнемосковский подъярус подразделяется на *подольский и мячковский горизонты*. Отложения подольского и мячковского горизонтов в районах Предуральского прогиба чрезвычайно однообразны, они представлены известняками с прослоями доломитов. Из фауны фораминифер многочисленны и шубертеллы и псевдоштаффеллы гр. *Ps. sphaeroidea* Ehr., *Ps. confusa* Lee et Chen, *Fusulina cylindrica* Fisch. (в верхах мячковского горизонта), *P. elegans* Raus. et Reith. (редко), *Wedekindellina uralica* Dut., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F-lla bocki* Moell. и др. Мощность горизонтов 200—250 м.

Верхний карбон

К отложениям верхнего карбона относится толща пород, залегающих между фаунистически охарактеризованными отложениями среднего карбона и ассельскими известняками со швагеринами.

В районах депрессии отложения верхнего карбона представлены фациально разнообразно, но в основном всюду выражены карбонат-

ными осадками. Резко выраженными являются два фациальных типа: нормально наслоенные глинисто-известняковые отложения и массивные биогермные известняки.

Первый тип широко развит в разрезах депрессии и отмечен был в ряде скважин Ишимбай-Стерлитамакского района, в Кинзебулатово, Культюбо, Тастубо и на других площадях. Представлен он в нижней части преимущественно слоистыми известняками, в верхней — серыми и темно-серыми тонкослоистыми глинисто-карбонатными отложениями: глинистыми известняками, доломитами, мергелями и карбонатно-глинистыми сланцами. Нижняя часть отвечает тритицитовому горизонту, верхняя — псевдофузулиновому.

Второй тип известняков верхнего карбона отмечен лишь по отдельным разрезам депрессии (шиханские, карлинские, пастушинские скважины, горы Воскресенка и Лохматая). Нередко биогермные известняки соответствуют лишь нижнему тритицовому горизонту (Карлы, Пастушинка). Верхняя часть верхнего карбона в этих разрезах размыта.

НИЖНЕ-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА

Отложения карбона протягиваются широкой полосой вдоль западного склона Южного Урала от южных границ Оренбургской области до северных границ Башкирской АССР. Почти на всем своем протяжении каменноугольные осадки ограничены с востока девонскими образованиями, а на западе перекрываются нижнепермскими отложениями.

Изучением каменноугольных осадков на Южном Урале занимались многие исследователи, начиная с Мурчисона, Вернейля, Кейзерлинг (1848, 1849), Меглицкого и Антипова (1858). Работы их в настоящее время представляют в основном лишь исторический интерес. Более целенаправленные исследования во второй половине XIX века проводились В. Меллером (1862, 1869), А. П. Карпинским (1884—1886), Ф. Н. Чернышевым (1889, 1902), А. Краснопольским (1904), Л. Конюшевским (1908). Работы А. П. Карпинского и Ф. Н. Чернышева по Южному Уралу длительное время являлись основным руководством в последующих исследованиях многих геологов.

Систематические геологические исследования Урала начались лишь после Великой Октябрьской социалистической революции. Известны региональные исследования Д. В. Наливкина по западному склону Южного Урала (1926б, 1931, 1942, 1945). Геологические исследования в различные годы проводили: А. А. Блохин (1932), Л. С. Либрович (1932), М. М. Толстихина (1934), Е. И. Тихвинская (1934), В. Н. Крестовников (1934—1936), С. С. Семихатова (1934, 1936), И. И. Теодорович (1935, 1936, 1945), В. Е. Руженцев (1936, 1937), Б. С. Катков (1936, 1938), А. Петренко и Л. Кипарисова (1937), Д. М. Раузер-Черноусова (1937), Л. П. Гроздилова (1937), Н. В. Хворова (1937, 1939), Д. В. Наливкин и Г. А. Дмитриев (1939), А. П. Тяжева (1937, 1941), Н. И. Мешалкин (1939), В. Д. Наливкин (1940, 1945, 1949), Д. Л. Степанов (1941), Н. Е. Чернышева (1941), Б. М. Келлер (1946), Н. И. Ключников (1947), Ляпина (1948), А. Я. Виссарионова и др. (1950), О. Л. Эйнон и др. (1954).

Нижний карбон

Всеми исследователями отмечается широкое развитие отложений нижнего карбона, принимающих участие в строении окраинных хребтов западного склона Южного Урала. (Рис. 30).

Описываемые отложения представлены всеми тремя ярусами: турнейским, визейским и намюрским.

Турнейский ярус. Нижняя граница турнейского яруса проводится по подошве слоев этрень, что, вероятно, близко соответствует подошве заволжских слоев, выделенных для Волго-Уральской нефтеносной провинции (по схеме 1960 г.). Отложения турнейского яруса известны во многих пунктах западного склона Южного Урала. Наиболее полные разрезы находятся по р. Белой и ее правым притокам: рекам Зигану, Зилиму и Инзеру, а также в бассейне р. Сакмары. В бассейне р. Сакмары в разрезах по левобережным притокам р. Бол. Ика турнейские отложения представлены в типичной для этих районов флишевой фации, с характерным частым чередованием глинистых, песчаных и сланцевых пород, с редкими прослоями и линзами известняков. По правобережным притокам р. Сакмары — руч. Куруилу и Бухарче в составе турнейского яруса были выделены ямашлинская и мазитовская свиты (А. П. Тяжева). Эти свиты также выделяют по рекам Мал. и Бол. Ику, Сюрени и др. (Келлер, 1947).

Ямашлинская свита (горизонт) представлена зеленоватыми, почти черными, нередко кремневыми аргиллитами. Аргиллиты постепенными переходами связаны с зеленоватыми и желтовато-коричневыми силицитами. Известняки небольшой мощности (до 0,5—0,6 м) встречаются в виде редких прослоев или линз; как правило, они кремне-тонкослоистые, пелитоморфные. В прослоях

известняков встречались *Endothyra communis* R a u s., *E. ex g. primaeva* R a u s., *Linoproductus laevicostus* White и др. Благодаря сильному окремнению пород и наличию кремнистых и яшмовидных сланцев ямашлинская свита образует в рельефе повышенные гряды. Мощность свиты по рекам Иняку, Сюрени и Ускалыку 300—350 м. В южных разрезах (руч. Куруил) она снижается до 50—70 м. Здесь развиты мелкогалечные криноидные кремне-известняки, в которых встречены *Cancrinella laevicosta* White и *Spirifer kickinensis* Serg. совместно с *Endothyra communis* R a u s. Фауна фораминифер и брахиопод позволяет считать ямашлинскую свиту, включая слои этрень, нижнетурнейской.

Мазитовская свита (горизонт) слагается оливково-зелеными мягкими слюдистыми аргиллитами с характерной оскольчатой и листовой щебенкой. Прослоями встречаются темные крепкие кремне-

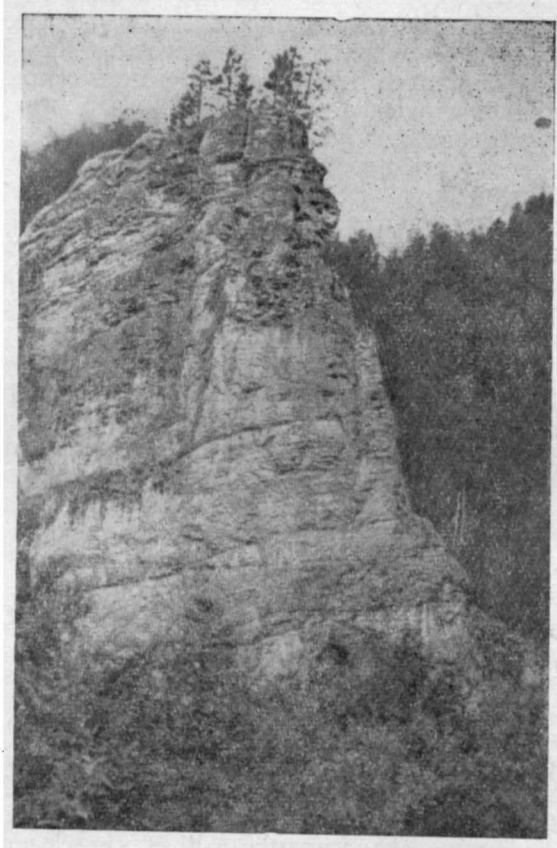


Рис. 30. Скальные обнажения известняков нижнего карбона у Стерлитамакского тракта, восточнее дер. Макарова. Фото Х. Р. Еникеева

лые и яшмовидные аргиллиты, нередко переполненные спикулами губок. Аргиллиты чередуются с песчаниками (мощность 0,5—2,0 м), обычно слюневатыми, с растительными остатками. Реже встречаются прослои синеватых пелитоморфных известняков. Верхняя часть этой свиты на основании фауны фораминифер визейского облика относится Б. М. Келлером к низам визейского яруса, А. П. Тяжевой в карбонатно-глинистых прослоях мазитовской свиты встречены также и турнейские фораминиферы, как, например, *Endothyra* aff. *antiqua* R a u s., *Tournayella minuta* E t r. Мощность свиты в бассейне р. Бол. Ика достигает 500 м; на юге по руч. Куруилу она снижается до 100—200 м.

Наиболее детально турнейские отложения изучены по правобережным притокам р. Белой: Зигану, Зилиму, Инзеру и другим более мелким речкам и ручьям (Д. В. Наливкин). Мощность турнейского яруса здесь достигает 180—190 м. В разрезе их выделены два подъяруса. Нижнетурнейский подъярус представлен исключительно карбонатными породами, а верхний — известняками, аргиллитами, глинистыми сланцами и кварцитовидными песчаниками. В нижнетурнейских известняках в ряде разрезов встречены *Spirifer tornacensis* K o n., *Plicatifa* ex gr. *mesoloba* P h i l l. и мелкие примитивные фораминиферы. Достаточно полно нижнетурнейские отложения развиты по р. Зигану. Представлены они в нижней части (соответствующей слоям этрень) светло-серыми слоистыми известняками с *Fracops bergicus* D r e v., *Endothyra* ex gr. *primaeva* R a u s. Выше залегают темные тонкослоистые и слоистые известняки с кремневыми стяжениями, содержащие *Spirifer centronatus* W i n s h., *Eudoxina medius* L e b. и мелкие примитивные фораминиферы (парагураммины, архесферы). Мощность достигает 80 м.

Верхнетурнейские образования представлены серыми и темно-серыми известняками с битуминозными прослоями, бедными фауной. Мощность около 50 м.

Турнейские отложения по рекам Сиказе и Рязюку изучены и детально описаны в многочисленных работах. Нижняя часть нижнетурнейских отложений здесь представлена темно-серыми слоистыми, редко доломитизированными известняками; наиболее хорошо палеонтологически охарактеризованы самые нижние горизонты турне в разрезе р. Рязюка (слой с *Syringothyris uralensis* N a l. и *Wocklumeridae*). Полный список фауны приведен в работе Д. В. Наливкина (1945). Наиболее распространенными являются: *Rugosochonetes laguessianus* K o n., *Productus chonetiformis* K r. K a r., *Cancrinella laevicosta* W h i t e, *Spirifer acutosinuatatus* N a l., *Sp. tornacensis* K o n., *Syringothyris uralensis* N a l., *Wocklumeria*, *Cymaclymenia*, *Thacops bergicus* D r e v. и др. Верхняя часть нижнего турне, представленная темно-серыми слоистыми известняками, палеонтологически охарактеризована слабо. На р. Сиказе в этой части разреза встречены *Spirifer medius* L e b. Мощность нижнетурнейского подъяруса 75 м.

Верхнетурнейский подъярус в разрезе р. Рязюка представлен разнообразными породами: светло-серыми массивными, темно-серыми слоистыми известняками, а также буроватыми глинистыми сланцами и глинистыми известняками (алатауская свита).

На р. Усолке турнейские отложения фациально разнообразны. Нижняя часть этого яруса здесь сложена темными, почти черными, известняками со стяжениями кремня, с прослоями темных глинистых и кремнисто-глинистых сланцев в верхней части подъяруса. Верхняя часть яруса слагается глинистыми сланцами, известняками и светлыми массивными усольскими известняками с криноидеями *Productus minimus* D e m., *Spirifer konincki* D e w. и редкими фораминиферами верхнетурнейского облика (по скважинам). Вскрытая мощность отложений тур-

нейского яруса по Усольским скважинам № 1—7 и 2—7 составляет 160—180 м. По рекам Сикашты и Мендыму нижнетурнейские отложения в нижней части слагаются темными слоистыми известняками с редкими *Spirifer ex gr. tornacensis* Ко п., *Chonetes tuberculata* М'Соу., а в верхней — замещены песчано-глинистыми фациями алатауской свиты.

В пределах Юрюзано-Айского района к турнейскому ярусу большей частью условно относят светло-серые массивные и толсто наслоенные известняки и доломиты, залегающие между фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего девона и визейского яруса нижнего карбона. Мощность 40—70 м. Известняки с фауной были встречены лишь в районе верхнего течения р. Улуира: *Eudoxina media* Leb., *Sp. centrionatus* Winch., *Sp. ex gr. tornacensis* Ко п. и др. В северо-восточной части района турнейский ярус представлен известняками, переслаивающимися с мергелями, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами. Мощность около 200 м.

Визейский ярус. Во многих разрезах визейского яруса вдоль западного склона Южного Урала наблюдаются отложения всех трех подъярусов: нижнего, среднего и верхнего. Однако границы между подъярусами не всегда отбиваются достаточно четко.

В юго-восточных районах Башкирии и за ее пределами в бассейне р. Сакмары визейские отложения, как и турне, представлены флишевой фацией. К визейскому ярусу в этих районах (по данным Б. М. Келлера, А. П. Тяжевой, И. В. Хворовой) относится верхняя часть мазитовской свиты, куруильская, иткуловская свиты и нижняя часть бухарчинской свиты. Характеристика мазитовской свиты была дана нами при описании турнейского яруса.

Куруильская свита (горизонт) хорошо обнажена в бассейне рек Сюрана и Иняка. Я. Я. Вецлер дает следующий разрез куруильского горизонта (снизу вверх):

1. Плитчатые силициты желтовато-серые, с выклинивающимися по пространно прослоями зернистых известняков, с <i>Endothyra similis</i> Raus. et Reitl.	50 м
2. Аргиллиты окремелые, темно-серые, чередующиеся с тонкими прослоями известняков	100 „
3. Мергели темные, тонкоплитчатые	12 „
4. Опоковидные силициты и окремелые аргиллиты	60 „
Общая мощность превышает 220 м; в более южных разрезах она увеличивается до 300 м	

Иткуловская свита прослеживается от р. Алимбета на юге до водораздела рек Мал. Ика и Белой на севере. В бассейне р. Касмарки иткуловская свита представлена в основном темными синеватыми крепкими аргиллитами, чередующимися с прослоями кремнистых известняков и песчаников. Мощность свиты достигает 500—550 м. Такая же мощность ее наблюдается севернее, по Бол. и Мал. Сюрану. В сложении свиты здесь также участвуют преимущественно кремнистые аргиллиты и силициты. В незначительных по мощности прослоях известняка встречен богатый комплекс фораминифер визейского яруса: *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Endothyra cf. crassa* Вга dy, *E. similis* Raus. et Reitl., *E. omphalota* Raus. et Reitl., *Monotaxis gibba* Moell., *Archaediscus krestovnicovi* Raus., *A. ex gr. moelleri* Raus., *Eostaffella aff. ikensis* Viss.

Бухарчинская свита (горизонт) представлена известняками, что позволяет выделять ее как маркирующую пачку флишевой зоны. На юге, по р. Домбару, в известняковой пачке бухарчинского горизонта В. Е. Руженцев (1946) определил: *Metacanites quinquelobus*

Kittl., *Proshumardites* aff. *uralicus* Libr., *Stenopronorites* sp. и др. По р. Кие Л. С. Либрович для подобных известняков приводит следующий комплекс гониатитов: *Metacarinites quinquelobus* Kittl., *Stenopronorites* sp., *Sagittoceras* cf. *coronula* Roem., *Proshumardites* sp. и др. Этот комплекс более молодой по облику, чем определенный В. Е. Руженцевым на р. Домбаре и, возможно, соответствует низам верхнего намюра. Севернее, между реками Алимбетом и Асселью, в составе бухарчинского горизонта выделяются (снизу вверх):

1. Темные крепкие известково-кремнистые породы с примесью песчаного и мелкогалечного материала в галечных известняках встречены *Parastaffella* cf. *struvei* (Moell.), *Archaediscus karreri* Brady . . . 30—50 м
 2. Темные крепкие аргиллиты, чередующиеся с песчаниками и известняками . . . 170—200 „
 3. Толстослоистые известняки с прослоями аргиллитов; в известняках обнаружены: *Parastaffella struvei* (Moell.), *Endothyra crassa* Brady, *E. globulus* Eichw., *Archaediscus karreri* Brady и др. . . 90 „
- Общая мощность бухарчинской свиты 250—340 м.

В бассейне р. Белой визейский ярус целиком представлен известняками и доломитами, подразделяющимися на нижний, средний и верхний подъярусы. По р. Зигану к нижнему визе относятся темно-серые известняки с *Gigantoproductus mirus* Frecks., *G. ex gr. giganteus* Mart., *Syringopora* и *Lithostrotion*. Темно-серые слоистые известняки, реже доломиты, свойственны также нижней части среднего визе. В отдельных прослоях их содержится фауна фораминифер (*Endothyra crassa* Brady, *E. globulus* Eichw., *Archaediscus moelleri* Raus. и др.) и брахиопод (*Gigantoproductus giganteus* Mart., *Chonetes papilionacea* Phill). Выше появляются более светлые известняки со *Striatifera striata* Fisch. и кораллами. Мощность среднего визе около 100 м. Верхний визе представлен светло-серыми сахаровидными доломитами с прослойками серых окремненных известняков, содержащих редкую фауну брахиопод и кораллов (*Striatifera striata* Fisch., *Chaetetes*). Мощность подъяруса достигает 250 м.

По рекам Сиказе и Рязюку разрезы визейских отложений близки к описанному по р. Зигану.

На реках Усолке, Мендыме, Сикаште, Зилиме отмечаются те же известняки и доломиты в составе визейского яруса. На р. Инзере мощность визейских отложений увеличивается до 500—550 м. При этом в разрезе преобладают доломитизированные известняки и доломиты.

В более северном, Юрюзано-Айском, районе визейский ярус представлен известняками и доломитами. В известняках нижней части визе обычно встречается фауна, характерная для тульского горизонта. Нижняя граница яруса проводится под известняками с первыми *Lithostrotion* и *Gigantoproductus* ex gr. *mirus* Frecks. Визейский ярус Юрюзано-Айского района подразделяется на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю. К нижней отнесены белые и светло-серые толсто насленные известняки с *Gigantoproductus mirus* Frecks., *Chonetes papilionacea* Phill., *Lithostrotion affine* Flem., *L. coespitosum* Mart. и др. Мощность известняков 30—40 м. Средняя часть толщи сложена белыми и светло-серыми известняками, с прослоями доломитов. Изредка встречаются конгломераты (по хребту к западу от р. Улуира, по хр. Кунгак, оврагу Утлу-Куль и к северу от дер. Урманчи). Мощность конгломератов не превышает 10 м. Состоят они из галек кремня, халцедона, кварца. В известняках встречаются: *Striatifera striata* Fisch., *Gigantoproductus* cf. *striato-sulcatus* v. *typica* Sar., *G. ex gr. giganteus* Mart., *Semiplanus* cf. *semiplanus* Schw., *Martinia* ex gr. *glabra* Mart. и др. Мощность известняков 80—130 м. К верхней части визе

отнесены серые и светло-серые известняки, содержащие прослоями банки *Striatifera striata* Fisch. Кроме того, встречаются: *Gigantoproductus latissimus* Sow., *G. ex gr. edelburgensis* Phill. и др. Мощность известняков 60—100 м. Возможно, что верхняя часть их относится уже к намюрскому ярусу. Так, в разрезе у дер. Лаклы в известняках с банками *Striatifera striata* Fisch. В. Д. Наливкин (1945) отмечает присутствие намюрских фораминифер: *Eostaffella protvae* Raus., *E. paraprotvae* Raus., *E. lata* Grosd. et Leb. и др.

Намюрский ярус. Вопрос о возможности его выделения на Южном Урале до сих пор является спорным и мало обоснованным фаунистическими данными. В связи с этим выделение яруса в ряде случаев надо считать условным. Не случайно отдельными исследователями (Д. М. Раузер-Черноусова, О. А. Эйнон, А. П. Тяжева, А. Я. Виссарьонина и др.) ставился вопрос о несамостоятельности намюрского яруса как стратиграфической единицы и предлагалось нижнюю часть яруса — намюр А относить к верхневизейскому подъярису, а намюр В считать в составе башкирского яруса. Однако эта точка зрения имела меньшее количество сторонников, и Стратиграфическим комитетом было предложено выделять намюрский ярус в составе намюра А и намюра В (1960). В южных районах Башкирии и Оренбургской области намюрские отложения представлены в той же флишевой фации, что и более древние отложения нижнего карбона. При описании визейского яруса было указано, что выделяемая в бассейне р. Сакмары в ряде разрезов бухарчинская свита (горизонт) в верхней своей части может быть отнесена к намюрскому ярусу на основании фауны гониатитов и фораминифер. Наиболее детально бухарчинский горизонт изучен по р. Сюрану Л. С. Либровичем в 1939 г. Снизу в разрезе выделяются (снизу вверх):

- | | |
|--|------------|
| 1. Плитчатые и брекчиевидные известняки с мелкой фауной брахиопод, криноидей и с растительными остатками | 50—100 м |
| 2. Известняк темный, серый с <i>Goniatites fimbriatus</i> F. et Cr., <i>Archaediscus karreri</i> Brady, <i>Eudothyra omphalota</i> Raus. et Reittl., <i>E. ex gr. similis</i> Raus. et Reittl. | 10—15 „ |
| 3. Кремнистые известняки и известковистые сланцы | 20—30 „ |
| 4. Криноидный известняк со <i>Striatifera striata</i> Fisch., <i>Endothyra prisca</i> Raus. et Reittl., <i>Archaediscus ex gr. baschkiricus</i> Krest. et Teod. | 2—5 „ |
| 5. Кремнистые и обломочные известняки | 20—30 „ |
| 6. Известняки с <i>Reticuloceras reticulatum</i> Phill., <i>Homoceratoides divaricatum</i> Hind., <i>Schartymites cf. barbotanus</i> Vern., <i>Proschumardites karpinskii</i> Raus., <i>P. cf. uralicus</i> Libr., <i>Stenopronorites aff. ferganensis</i> Raus. | |
| Из фораминифер в известняках встречены: <i>Archaediscus baschkiricus</i> Krest. et Teod., <i>Eostaffella pseudostruvei</i> Raus., <i>Pseudostaffella antiqua</i> Dut., <i>P. compressa</i> Raus. | 50—70 „ |
| Общая мощность бухарчинского горизонта на р. Сюран | 250—300 м. |

Приведенные списки окаменелостей позволяют относить верхнюю часть бухарчинского горизонта к намюрскому ярусу (сюранские слои верхнего намюра, по данным Л. С. Либровича).

В северной части флишевой зоны по р. Мал. Ику бухарчинская свита разделяется Б. М. Келлером на две части: 1) темно-серые пелитоморфные, иногда тонкоплитчатые известняки; мощность 150 м и 2) известняки темно-серые пелитоморфные, местами глыбовые, содержащие *Baschkirites discoidalis* Libr., *Reticuloceras cf. reticulatum* Phill., *Stenopronorites cf. ferganensis* Raus.; из фораминифер *Pseudostaffella antiqua* Dut., *Parastaffella struvei* Moell. Мощность 80—100 м.

Унбетовская свита (горизонт). Бухарчинские известняки покрываются толщей темных крепких аргиллитов и мергелей с про-

слоями зернистых глинистых известняков и песчаников. Наиболее типично эта толща представлена вблизи с. Унбетова на р. Ускалыке. В кровле Ускалыкского разреза залегает пачка темно-серых, почти черных, битуминозных мергелей мощностью до 80 м. Свита по возрасту может быть отнесена к верхам намюра. Повсеместно в унбетовском горизонте присутствуют *Pseudostaffella antiqua* Dut., *P. compressa* R a u s. Из гониатитов в бассейне р. Сюрана В. Н. Крестовниковым и Л. С. Либровичем были найдены: *Bilinguites* cf. *bilingus* Salt., *B. martini* Schmidt., *Schartymites* cf. *barbotanus* Verp. и др. Мощность унбетовской свиты равняется 250—300 м. К югу от р. Урала и севернее Ика мощность ее значительно сокращается вследствие выпадения из разреза отдельных пачек. В более северных разрезах западного склона Урала намюрский ярус всюду представлен карбонатными породами.

В бассейне р. Белой, по всем левобережным притокам ее, намюрский ярус представлен известняками и доломитами преимущественно светлых тонов. Темно-серые окремненные известняки слагают обычно самую верхнюю часть яруса. Широким распространением в более нижней части яруса пользуются *Striatifera striata* Fisch., часто образующие банки. Нередки также и кораллы *Rugosa*. Из фораминифер в верхней части яруса встречаются: *Pseudostaffella antiqua* Dut., *Archaeidiscus baschkiricus* Krest. et Teod., *A. rugosus* R a u s. (реки Усолка, Зилим). Мощность намюрского яруса здесь изменяется от 50 до 90 м. Наибольшая мощность отмечена по р. Сиказе. К северу от хр. Кара-Тау намюрские отложения четко не выделяются. На хр. Кара-Тау С. М. Домрачев к намюрскому ярусу отнес светло-серые органогенные известняки мощностью около 100 м, залегающие на фаунистически охарактеризованных визейских известняках.

В юго-западной части Уфимского амфитеатра вблизи дер. Лаклы выделяются нижненамюрские отложения, представленные органогенными известняками с банками *Striatifera striata* Fisch. Мощность 25 м. Севернее пос. Злоказово прослеживаются характерные водорослевые рифы, имеющие в основном визейский возраст, и лишь верхняя часть их может быть отнесена к намюру. Рифовые известняки светло-серые, почти белые, массивные, с инкрустационной структурой. Основными рифообразующими организмами являются известковые водоросли. Из брахиопод были определены *Chonetes papilionacea* Phill., *Spirifer bisulcatus* Sow., *Martinia rhomboidalis* J a n.; из гониатитов — *Goniatites uralensis* Libg. Размеры и мощность рифов установить очень трудно; тем более трудно выделить мощность намюрской толщи рифов. Условно общая мощность (включая визе) считается свыше 100 м.

Приведенные данные позволяют отметить фациальное разнообразие нижнекаменноугольных отложений, развитых на западном склоне Южного Урала. Широкое распространение имеет флишевая фация нижнего карбона, представленная преимущественно слоистыми и тонкослоистыми разнообразными разностями пород, среди которых большое значение имеют кремнисто-глинистые сланцы, мергели и силициты. Общая мощность нижнекаменноугольных отложений флишевой зоны равна 1500—1800 м.

Севернее, по рекам Мал. и Бол. Ику, терригенные отложения нижнего карбона сменяются известняками, отражая сложную картину распределения фаций к западу и северо-западу от Зилаирского синклиория. Границей раздела фаций обычно служат наиболее крупные антиклинальные поднятия. Так, для отложений турнейского яруса такой границей является Уваровская антиклиналь, к западу от которой по левобережью Мал. Ика развиты светло-серые плитчатые окремненные

известняки турне, прослеживающиеся и в области широтного течения р. Белой. В визейское и намюрское время флишевые терригенные осадки продвигаются на запад, и лишь в области широтного течения р. Белой визейские отложения представлены известняками и доломитами.

В бассейне р. Белой и севернее Кара-Тау вдоль Уфимского амфитеатра в нижнем карбоне преобладают фации, представленные известняковыми и доломитовыми разностями пород. Лишь в верхнетурнейском подъярусе по рекам Рязяку, Усолке, Зилиму выделяется алатауская железорудная фация терригенных пород, к югу сменяющаяся верхнетурнейскими усольскими известняками. В участках наиболее мощного развития алатауской фации (реки Усолка, Зилим) возможно соответствие самой верхней части терригенных пород низам визе (бобриковскому горизонту). На остальной же территории терригенные отложения бобриковского горизонта, широко развитые в районах платформы, по всей вероятности, замещаются известняками. Широкое распространение известняков и однотипной фауны в нижне- и средневизейское время свидетельствует о проявлении визейской трансгрессии, захватившей широкую территорию Урала и Русской платформы. Верхняя часть визейского и нижняя намюрского ярусов слагаются преимущественно доломитизированными разностями известняков и доломитами. Эту часть разреза следует рассматривать как осадки регрессивной фазы, последовавшей вслед за средневизейской трансгрессией.

Средний карбон

Среднекаменноугольные отложения так же, как и нижний карбон, широко развиты на западном склоне Южного Урала. Участвуя в разрезах большинства обнажений Южного Урала, они тем не менее не всегда выделяются четко и до недавнего времени многими исследователями рассматривались совместно с верхнекаменноугольными образованиями.

В бассейне р. Сакмары И. В. Хворовой и Б. М. Келлером отложения среднего карбона выделены в своеобразную фацию, характеризующуюся редкими изменениями по разрезу и площади. В пределах Оренбургской области и прилегающих районов Башкирии И. В. Хворовой выделены три основных типа разрезов среднего карбона (с запада на восток): сакмаро-икский, урало-сакмарский и алиббетовский. В целом разрезы алиббетовского типа отличаются наиболее грубым и изменчивым составом отложений (грубые песчаники и конгломераты) и трансгрессивным залеганием. Разрезы урало-сакмарского типа характеризуются меньшим количеством грубообломочных пород и развитием флишевой фации. Для западных разрезов сакмаро-икского типа характерен более тонкий состав пород и наличие плитчатых пелитоморфных известняков.

Сакмаро-икский (западный) тип разреза. В бассейне рек Касмарки, Ассели и Чумазы наблюдается последовательность среднекаменноугольных осадков (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Темные зеленоватые слоистые аргиллиты, чередующиеся с песчаниками и песчанистыми известняками | 375 м |
| 2. Синеватые песчанистые и обломочно-криноидные известняки с <i>Pseudostaffella antiqua</i> Dut., <i>Profusulinella</i> sp. | 25 " |
| 3. Темные и зеленоватые сланцеватые аргиллиты с прослоями песчаников | 350 " |
| 4. Нижние золотогорские известняки, разделенные пачками аргиллитов | 90 " |
| 5. Песчано-глинистая толща | 340 " |

6. Верхние золотогорские известняки того же типа, как и нижние с *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehr., *Ozawainella* ex gr. *angulata* Col., *Fusulina cylindrica* Fisch., *Wedekindellina uralica* Dut., *W. dutkewichi* Raus. и др.

60 м

7. Аргиллиты с прослоями глинистых песчаников и более редкими прослойками органогенно-обломочных известняков, с *Fusulina samarica* Raus., *F. elegans* Raus. et Bel., *Ozawainella angulata* Col. и др. Мощность 100—120 м

Общая мощность среднекаменноугольных отложений сакмаро-икского типа 1300 м. Три первые пачки разреза И. В. Хворова по наличию фораминифер и частью брахиопод относит к башкирскому ярусу, выделяя для данного разреза аналог его — кугарчинский горизонт.

Верхние пачки разреза относятся ею к золотогорскому горизонту и по комплексу фауны соответствуют верхней части московского яруса. И. В. Хворова допускает, что верхняя часть кугарчинского горизонта может отвечать низам московского яруса.

Урало-Сакмарский тип разреза наблюдается по р. Уралу. Разрез представлен (? снизу вверх):

1. Аргиллитово-песчаная толща, с прослоями конгломератов. Из фауны отмечены: *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehr., *Profusulinella librovitchi* Dut., *Fusulinella* ex gr. *schwagerinoides* Dergr., *Fusulina truncatulina* Thomps.

370 м

2. Известняково-песчано-аргиллитовая толща, с глинисто-глыбовой брекчией в основании. Среди песчаников встречены прослои известняков, мощностью до 4 м, с фауной: *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehr., *Ozawainella angulata* Col., *Fusulinella bocki* Moell., *F. pseudobocki* Lee et Chen, *Fusulina elegans* Raus. et Bel.

370 "

3. Песчаная толща, с прослоями мелкогалечных конгломератов. В известковистых песчаниках были определены: *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *Fusulinella schwagerinoides* Dergrat.

274 "

Общая мощность около 1000 м, причем здесь из разреза выпадает башкирский ярус.

Алимбетовский тип разреза (р. Алимбет). В этом разрезе кугарчинские осадки отсутствуют и непосредственно на размытую поверхность нижнекаменноугольных пород налегают отложения московского яруса среднего карбона. В верховьях р. Алимбета преобладают песчаные и песчано-конгломератовые толщи. Разрез представлен (снизу вверх):

1. Песчаная толща. Песчаники различной зернистости, с преобладанием грубо- и среднезернистых разновидностей. Прослои аргиллитов имеют подчиненное значение

250 м

2. Конгломератово-песчаная толща. Песчаники грубые, гравийные, переходящие в мелко- и среднегалечные конгломераты

60 "

3. Граувакковая толща, представленная грауваккового типа песчаниками, с прослоями алевролитов и реже аргиллитов

145 "

4. Конгломератово-песчаная толща. Конгломерат преимущественно мелкогалечный, состоящий из разнообразных галек, с граувакковым цементом. Песчаники гравийные, граувакковые

190 "

5. Известняково-песчано-аргиллитовая толща. Чередование алевролитовых аргиллитов и песчаников различной зернистости. Прослои известняков с примесью песчаных зерен встречаются редко и мощность их не превышает 2,0—6,0 м

245 "

6. Конгломератово-гравеллитовая толща. Конгломерат, состоящий преимущественно из известняковых галек с фауной: *Fusulina cylindrica* Fisch., *Fusulinella schwagerinoides* Dergrat, *Camarophoria* ex gr. *mutabilis* Tschern. и др. Песчаники средне- и грубозернистые, известковистые

250 "

Общая мощность отложений среднего карбона свыше 1000 м.

Разрез можно отождествлять с золотогорской свитой, но некоторая часть его может принадлежать верхнекугарчинской свите. В северной части флишевой зоны по рекам Бол. и Мал. Сюрану среднекаменно-

угольные отложения уменьшаются в мощности до 300—400 м. В разрезе выделяются осадки кугарчинского горизонта башкирского яруса, представленные аргиллитами, с редкими известняковыми прослоями. В известняках обнаружены *Pseudostaffella antiqua* R a u s. и архедискусы.

Московский ярус представлен золотогорскими известняками с прослоями аргиллитов.

В бассейне р. Белой, начиная от ее широтного течения до г. Аши, среднекаменноугольные осадки представлены в известняковой фации. В пределах рассматриваемой территории они образуют почти непрерывную полосу меридионального простирания. Во многих разрезах вскрываются отложения башкирского и московского ярусов. (Рис. 31), (Рис. 32).

Наиболее поздними работами О. Л. Эйнора карбонатные осадки башкирского яруса удалось расчленить на ряд горизонтов, сопоставляемых с западными разрезами платформенной области. По данным О. Л. Эйнора, в составе башкирского яруса выделяются четыре горизонта: яхинский, акавасский, горизонт р. Белой и уклукаинский. Такое подразделение проведено О. Л. Эйнером на основании фауны фораминифер.

Из фораминифер для яхинского горизонта характерны *Eostaffella pseudouralica* K i g., *E. protvae* R a u s., *Archaediscus* ex gr. *baschkiricus* K r e s t. et T e o d. В разрезах платформы яхинский горизонт соответствует краснополянскому горизонту башкирского яруса и решением (1960) Межведомственного стратиграфического комитета относится к верхнеамюрскому подъярусу. Акавасский горизонт содержит в большом количестве разнообразные зоштаффеллы и архедискусы. Кроме того, распространены *Pseudostaffella antiqua* D u t. и *P. compressa* R a u s. Этот горизонт может быть сопоставлен с северо-кельтменским горизонтом платформы. Горизонт р. Белой характеризуется появлением первых профузулиnell, озаваинелл и шубертелл: *Profusulinella staffellaeformis* K i g., *Schubertella obscura* v. *mosquensis* R a u s. и др. Этот горизонт, вероятно, соответствует прикамскому горизонту башкирского яруса платформы. Уклукаинский горизонт содержит обновленную фауну: *Profusulinella parva* L e e et C h e n, *Novella primitiva* R a u s., *Aljutovella tikhonoviche* R a u s., но наряду с ними встречаются довольно многочисленные зоштаффеллы и редкие архедискусы. Этот горизонт можно сопоставить с подверейским горизонтом башкирского яруса (мелекесский, черемшанский— по новой унифицированной стратиграфической схеме, 1960).

Характеристика отложений московского яруса на западном склоне Урала весьма своеобразна. В бассейне р. Белой и по ее правым притокам московский ярус представлен довольно однообразной толщей известняков с линзами и прослоями кремня. В разрезе по р. Каран-Елге в известняках московского яруса содержится фауна: *Profusulinella parva* L e e et C h e n, *Pseudostaffella sphaeroidea* E h r., *Schubertella obscura* L e e et C h e n, *Choristites* sp., *Linoproductus cora* v. *parva* S e m. и др. Мощность до 80 м.

Южнее, по р. Сикаште, по данным А. П. Тяжевой (1940а), обнажается лишь самая верхняя часть московского яруса. В известняках содержатся: *Linoproductus cora* d' O r b., *Choristites* ex gr. *priscus* E i c h w., *Wedekindellina uralica* D u t., *Profusulinella* ex gr. *bocki* M o e l l. и др. Переход от отложений башкирского яруса к московскому в этих районах всюду постепенный. На это указывают наличие переходного уклукаинского горизонта и находки древней фауны в значительной части разреза, относимого к московскому ярусу.

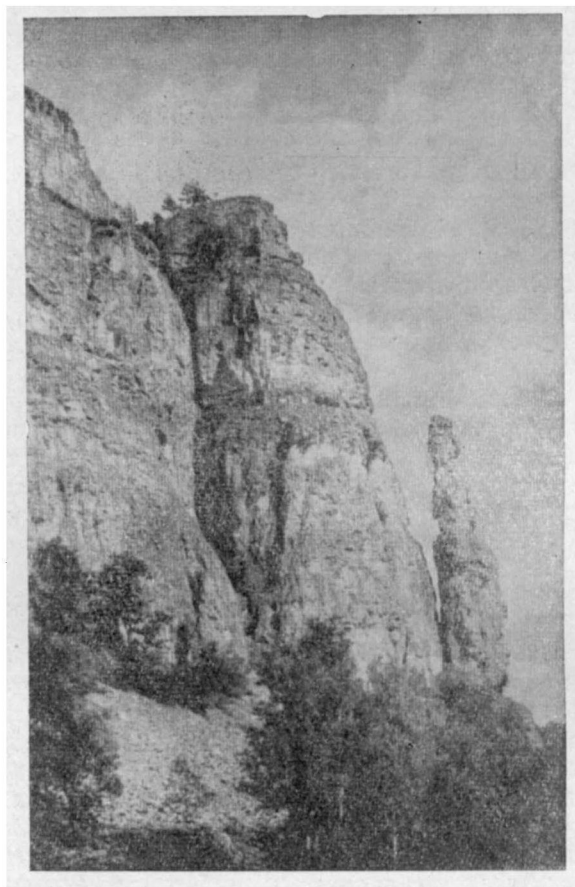


Рис. 31. Скальные выходы известняков среднего карбона.
Река Белая выше хут. Сакаска. Фото С. Н. Краузе

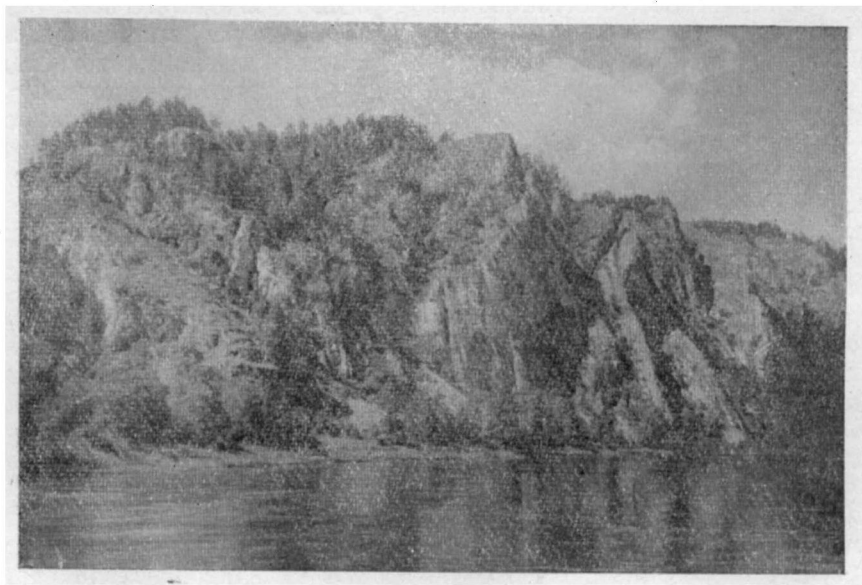


Рис. 32. Выходы известняков среднего карбона на левом берегу р. Белой
выше дер. Куганово. Фото С. Н. Краузе

В разрезе р. Зигана фауна московского облика, вообще, не найдена. Между тем верхнюю часть разреза, безусловно, следует относить к московскому ярусу. Отмечая этот факт, С. В. Семихатова указывает, что «наряду с такими районами, где московская фауна следовала во времени за фауной башкирских слоев, существовали районы, где московская фауна могла вовсе не получать развитие» (Семихатова, 1947).

В Юрюзано-Айском районе отложения среднего карбона представлены известняками, известняковыми конгломератами, брекчиями, песчаниками, мергелями и сланцами с прослоями известняков и доломитов. Нижняя часть разреза башкирского яруса обычно представлена известняками, относимыми многими исследователями к переходным слоям от нижнего карбона (возможно, намюрским). Известняки эти, как правило, залегают на известняках с банками *Striatifera striata* Fisch. и содержат прослой с мартиниями. Кроме того, в них встречались представители *Choristites bisulcatiformis* Sem.

С. В. Семихатова в разрезе р. Юрюзани около хут. Большие Луки выделяет значительную толщу башкирского яруса, представленную (снизу вверх):

1. Известняками темно-серыми с <i>Martiniinae</i> и кораллами	4 м
2. Темными известняками с <i>Choristites bisulcatiformis</i> v. <i>anomalis</i> Sem.	0,5 „
3. Темными известняками: <i>Productus lobatus</i> Sow., груборебристыми <i>Choristites</i>	45 „
4. Известняками светлыми и темными с продуктидами и груборебристыми хориститами	50 „

А. Петренко и Л. Кипарисова в отложениях среднего карбона в окрестностях дер. Яхьи, по р. Юрюзани, выделили башкирские слои (мощностью до 200 м) и толщу пород (около 100 м), которую отнесли к верхам среднего карбона. В этом разрезе фауна московского яруса, в общем, имеет очень слабое развитие. Наряду с *Choristites* ex gr. *mosquensis* Fisch. здесь продолжали встречаться хориститы, близкие к *Ch. bisulcatiformis* Sem.

Особенно интересны в разрезе у дер. Яхьи данные по фауне фораминифер. Представители древней (башкирской) фауны прослеживались в этом разрезе вплоть до ташлинских слоев верхнего карбона, а московского облика фораминиферы оказались развитыми весьма слабо. В слоях, относящихся к московскому ярусу, были определены: *Schubertella* sp., *Pseudostaffella confusa* Lee et Chen, *Ps. antiqua* Dut., *Ps. gorskyi* Dut., *Eostaffella exilis* Grosd. et Leb., *E. pseudostruvei* Rauss; в отдельных прослоях — многочисленные *Archaeodiscus baschkiricus* Krest. et Teod.

В северо-восточной части Юрюзано-Айского района, к югу от с. Лаклы, и в районе с. Еланлино мощность отложений башкирского яруса уменьшается до 70—80 м и на размытой поверхности их залегают терригенная толща верхов среднего карбона (подольский и мячковский горизонты). О перерыве перед отложением осадков верхнемосковского подъяруса свидетельствуют размыв башкирских слоев и наличие конгломератов и брекчий.

В окрестностях с. Еланлино отложения верхнемосковского подъяруса представлены в основном брекчиями и конгломератами с прослоями глинистых сланцев и обломочных известняков. Брекчии и конгломераты преимущественно известняковые, с гальками, содержащими фауну башкирского и низов московского ярусов. В. Д. Наливкин выделяет эти отложения в абдрезяковскую свиту. Мощность свиты 100—150 м у с. Лаклы, а к северо-востоку, в районе с. Арасланово, увеличивается до 1300 м.

В обломочных известняках и глинистых сланцах были определены типичные для московского яруса фораминиферы: *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *F. cylindrica* Fisch., *Wedekindellina uralica* Dut., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel.; из брахиопод — *Choristites sowerbyi* Fisch.

Приведенные данные по характеристике отложений среднего карбона западного склона Южного Урала позволяют отметить прежде всего разнообразный состав их.

В бассейне р. Сакмары развиты терригенно-карбонатные осадки весьма значительной мощности (нередко свыше 1000 м), характеризующие своеобразную флишевую фацию. В основном только западные разрезы здесь полные, представленные башкирским и московским ярусами. В восточной части из разреза выпадают башкирские отложения.

В северной части горной Башкирии среднекаменноугольные осадки имеют также терригенно-карбонатный состав и представлены неполностью, с выпадением горизонтов нижнемосковского подъяруса. При этом следует отметить, что башкирский ярус всюду представлен известняками, а терригенно-карбонатные осадки с прослоями мощных конгломератов и брекчий залегают на размытой поверхности башкирского яруса. Значительная часть отложений этого яруса на протяжении от Симского завода до р. Белой характеризуется большим постоянством по литологическому составу и мощности. Всюду они представлены исключительно карбонатными породами, среди которых преобладают органогенные обломочные известняки, переслаивающиеся с доломитизированными разностями. Характерно наличие прослоев и линз кремня, особенно в верхней части толщи. Довольно постоянной является мощность среднекаменноугольных отложений (от 180 до 300 м). Эта мощность значительно меньше, чем в соседних районах предгорной впадины (в Карлах и у горы Тра-Тау мощность среднего карбона около 700 м).

ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА

История изучения верхнекаменноугольных отложений Урала начинается известным путешествием Мурчисона, Вернейля и Кейзерлинга (1842, 1845). Меглицкий и Антипов (1858), осмотревшие разрезы между Уралом и Сакмарой, подразделили «песчаниковую группу» на две части, из которых одна расположена к западу от горного известняка, а другая — к востоку от него. Первую полосу они считали верхнекаменноугольной, а вторую — нижнекаменноугольной. А. П. Карпинский (1939) всю толщу терригенных осадков выделил в качестве артинского яруса, придав ему значение пермо-карбона; все известняки на юге и значительную их часть на севере он отнес к «верхней каменноугольной формации».

Несколько позднее Ф. Н. Чернышев (1889, 1902) подразделил верхний карбон на омфилотроховый, коровый и швагериновый горизонты. А. Краснопольский (1904) и Л. Конюшевский (1908), работавшие в окрестностях Лемезинского и Архангельского заводов, не только не расчленяли верхний карбон, но и не отделяли его от среднекаменноугольных известняков.

В результате всех указанных выше исследований сложилось представление о том, что верхний карбон образован только известняками и доломитами и что все терригенные породы артинского типа относятся к пермской системе. Это традиционное представление в связи с новыми работами, широко развернувшимися в советское время, испытало суще-

ственную эволюцию, которую удобно проследить отдельно для областей, расположенных к югу и северу от р. Белой.

Л. С. Либрович (1932), проводивший маршрутные исследования к югу от р. Белой, отнес к верхнему карбону только известняки, в том числе и швагериновые. Е. В. Воинова и другие исследователи (1933), производившие съемку в более южных районах, всю терригенную толщу считали артинской; в отличие от Карпинского и Либровича «фузулиновый известняк» они также отнесли к артинскому ярусу. В. Н. Крестовников (1935), исследовавший бассейн р. Сюрана, этот известняк (курмаинская свита) так же, как и восточную полосу терригенных пород до «тектонической брекчии», обозначил индексом $P_{1a}-C_3$. В. Е. Руженцев (1936, 1937) установил, что «картинские» отложения Оренбургской области и Южной Башкирии заключают в себе непрерывную серию осадков от виле до артинского яруса включительно. Полные сведения по стратиграфии верхнего карбона даны в монографии В. Е. Руженцева «Верхнекаменноугольные аммониты Урала».

Область, расположенная к северу от р. Белой, чаще посещалась геологами. К верхнему карбону здесь принято было относить верхнюю часть известняков и доломитов, трудно расчлененных и нередко обозначавшихся индексом C_2+C_3 . Д. В. Наливкин (1926) и Г. В. Вахрушев, пытавшиеся применить здесь схему Чернышева, неизменно указывали на непостоянство выделенных ими горизонтов. Особенно подчеркивается этот факт в сводке Д. В. Наливкина (1931). Вскоре, однако, в результате более детальных исследований и отказа от старой стратиграфической схемы объем и состав верхнего карбона получили более полное освещение. П. Н. Кропоткин подразделил верхнекаменноугольные отложения р. Басы на три толщ: 1) светлые известняки с фауной брахиопод; 2) коричневатые известняки с кремнями и 3) чередование кремнистых известняков, глинисто-кремнистых сланцев и песчаников. Эта схема получила подтверждение и дальнейшее развитие в статьях Г. И. Теодоровича (1935, 1936). Среди других авторов, принявших участие в разработке этого вопроса, следует отметить О. П. Горяинову и Э. А. Фалькову, Г. А. Дмитриева и В. Д. Наливкина, Б. С. Каткова, Д. В. Наливкина, С. С. Осипова, Д. М. Раузер-Черноусову, Д. Л. Степанова и С. Н. Гусеву, Е. И. Тихвинскую и Г. Н. Фредерикса, Д. Л. Степанова, Б. М. Келлера.

В. Е. Руженцев (1937) подразделил верхнекаменноугольные отложения на три горизонта: абзановский, зианчуринский и оренбургский, которые хорошо прослеживаются от р. Ика до самых южных разрезов в Западном Казахстане. Позднее тот же автор предложил выделить два нижних горизонта под названием жигулевского яруса, а верхний горизонт — под названием оренбургского яруса. Основой для такого деления послужило распространение в толще осадков двух важнейших для стратиграфии групп организмов — аммонитов и фузулинид.

Верхнекаменноугольные отложения прослежены по западному склону Южного Урала на всем его протяжении, но особенно широко распространены к югу от р. Урала. Ширина полосы выхода их на поверхность превышает 50 км. Сводный разрез верхнего карбона к югу от р. Урала может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

Абзановский горизонт жигулевского яруса. Зеленовато-серые глины и аргиллиты с подчиненными прослоями крепкого известковистого песчаника, оскольчатого мергеля и серого плотного известняка. На востоке, по бортам Подгорненской синклинали, известняки нередко галечные; кроме того, здесь появляются линзы глыбовых конгломератов. Мощность 350—450 м.

Зианчуринский горизонт жигулевского яруса представлен грубыми полимиктовыми конгломератами (алимбетский тип), состоящими из крепко сцементированных, совершенно несортированных галек различных кремнистых пород, кварцитов, кварца, зилаирского песчаника, изверженных пород и валунов, карбонатных пород, в том числе и верхнекаменноугольных. В конгломератах прослеживаются линзы грубозернистых косослоистых песчаников. Кроме того, с конгломератами бывают связаны глинистые брекчии. Пачки таких грубообломочных пород чередуются с песчаниками и глинами. Мощность горизонта 450—550 м. К западу от р. Киалы-Бурти к этому горизонту относится органогенно-обломочные известняки с богатой фауной фузулиниды (ивановский тип), выступающие в ядре Новоуральской антиклинали. Их характеристика будет дана несколько ниже.

Оренбургский горизонт (ярус) состоит из зеленовато-серых песчаных глин и аргиллитов, представляющих основную, резко преобладающую породу. Среди них встречаются прослои крепких, сильно известковистых, мелкозернистых песчаников и буровато-серых мергелей. В восточной части полосы (Алимбетская антиклиналь), кроме того, встречаются мелкогалечные известняки, мелкогалечные конгломераты и даже линзы глыбовых конгломератов, но значение их по сравнению с основной породой совершенно ничтожно. В западной части полосы (Новоуральская антиклиналь) грубообломочные породы исчезают, появляются серые и черные тонкозернистые известняки и доломиты, а также редкие прослои органогенно-обломочных известняков. В одной из конкреций черного известняка были встречены аммониты *Schistoceras* и *Glaphyrites*. Самые западные выходы оренбургских слоев наблюдаются в ядре Пехотной антиклинали. Мощность яруса около 500 м.

Западный склон Урала, на протяжении от р. Урала до р. Касмарки, представляет очень большой интерес для исследователей верхнекаменноугольных отложений. Этот интерес вызван тем, что здешние разрезы отличаются особой ясностью, полнотой и оригинальностью, а также благодаря наличию в них богатой фауны аммонитов, прежде совершенно неизвестной в СССР и допускающей точную синхронизацию с американским разрезом. Между Уралом и Сакмарой ширина полосы с выходами верхнего карбона превышает 30 км, между Сакмарой и Касмаркой она уменьшается до 20 км. На этом расстоянии верхнекаменноугольные слои участвуют на востоке в строении двух синклинальных и западнее — в строении пяти антиклинальных складок. При относительном постоянстве абзановских и оренбургских слоев зианчуринские отложения испытывают с востока на запад резкие фациальные изменения. Ниже дается краткая характеристика этих трех горизонтов.

Абзановский горизонт жигулевского яруса. Ясное представление о характере этого горизонта может дать хорошее обнажение в выемке железной дороги, западнее Канчерова, приуроченное к ядру Азанташской антиклинали. Здесь выделяются три толщи (снизу вверх):

1. Пласт мелкогалечного конгломерата, который переходит кверху в мелкогалечный известняк (1,8 м). Выше голубовато-серые глины с прослоями мелкозернистых песчаников и более редкими прослоями серых или синевато-серых, песчаных, местами мелкогалечных известняков 235 м

2. Глинистая брекчия, представляющая собою зеленовато-серую, бесструктурную глину, набитую различных размеров галькой, преимущественно известняковой 10 „

3. Мелкогалечный конгломерат, переходящий в мелкогалечный обломочно-органогенный известняк, который, в свою очередь, постепенно переходит в голубовато-серый, мелкозернистый, сильно известковистый песчаник (3 м). Выше зеленовато-серые, крепкие, слегка песчанистые, слоистые глины с тонкими (2—5 см, реже 10—50 см) пропластками синевато-серых, крепких мел-

козернистых, сильно известковистых песчаников. Изредка прослой песчаных или мелкогалечных известняков	153 м
Суммарная мощность около	400 „

Верхнекаменноугольный возраст абзановских слоев доказывается редкими находками *Triticites montiparus* Möll., *T. ef. umbonoplicatus* R. et B., *Fusulinella usvae* Dut., *F. pulchra* R. et B. Однако эти формы совершенно теряются среди большого комплекса древних, в большей своей части, видимо, перетолженных форм: *Fusulinella bocki* Möll., *F. pseudobocki* L. et Ch., *Fusulina cylindrica* Fisch., *Staffella sphaeroides* Ehrenb., *S. angulata* Col., *S. antiqua* Dut., *S. bradyi* Möll., *S. struvei* Möll., *Archaediscus baschkiricus* K. et Th.

Зианчури́нский горизонт жигулевского яруса. Отложения зианчури́нского горизонта резко изменяют свой характер с востока на запад. Среди них можно выделить три основных типа: алимбетский, канчеровский и ивановский.

Алимбетский тип, для которого особенно характерно мощное развитие грубых глыбовых конгломератов, встречается на самом востоке, в Адаевской и Ильинской синклиналих. Его особенности уже указаны при описании разреза района к югу от р. Урала.

Канчеровский тип, для которого характерно мощное развитие глинистых брекчий, широко развит в средней части полосы. Типовые разрезы можно видеть в железнодорожных выемках западнее Канчерова. Наиболее типичные брекчии состоят: 1) из перетертой, бесструктурной глины, нашпигованной гальками и включениями различных более крепких пород; 2) сильно перемятых, но не потерявших структуры отторженцев флиша, и 3) глыб, иногда больше 1 м в поперечнике, крепких пород, преимущественно известняков. В качестве примера можно привести разрез западного крыла Азанташской антиклинали (снизу вверх):

1. Глинистая брекчия	140 м
2. Частое чередование зеленовато-бурых глин с мелкозернистыми сильно известковистыми песчаниками	46 „
3. Оползневая брекчия	8 „
4. Частое чередование глин и песчаников. Редкие пропластки известняков	16 „
5. Оползневая брекчия	13 „
6. Частое чередование глин, песчаников и песчаных или мелкогалечных органогенно-обломочных известняков. Видимая мощность	102 „
Мощность всего горизонта	350—400 м.

В брекчии среди отторженцев флиша фауна верхнего карбона: *Choristites pavlovi* Stuck., *Ch. ef. norini* Chao, *Brachythyris sokolovi* Tschern. var. *laevis* Lich., *Spiriferella zitteli* Schellw., *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* Mart., *D. bathycolpos* Schellw., *D. praeuralensis* Step., *Linoproductus cora* d'Orb. var., *P. curvirostris* Schellw., *Echinoconchus elegans* McCoy, *Muirwoodia pseudoartiensis* Stuck., *Marginiifera pusilla* Schellw., *Chonetes granulifera* Owen, *Ch. verneuilliana* N. et P., *Camarophoria* aff. *alpina* Schellw., *Neophricodothyris asiatica* Chao, *Derbyia* ef. *expansa* Schellw.

В глыбах изредка встречаются брахиоподы нижнего и среднего карбона: *Gigantoproductus* aff. *striatosulcatus* Schw., *Striatifera striata* Fisch., *Choristites mosquensis* Fisch. и др., но чаще — типичные верхнекаменноугольные формы. В одной из глыб были найдены совместно брахиоподы: *Proboscidea* ex gr. *proboscidea* Verh., *Aulosteges wolfcampensis* King. var. *sakmarensis* Step., *Schizophoria juresanensis* Tschern., *Sch. morganiana* Derby, *Enteletes* cf. *suessi* Schellw. и характерные верхнекаменноугольные аммониты: *Metapronorites cuneilobatus* Ruzh., *Uddenites convexus* Ruzh., *Kargalites* (*Subkargalites*).

neoparkeri Ruzh., представители родов *Parashumardites*, *Schistoceras* и *Agathiceras*. Кроме того, в одном из прослоев известняка был встречен *Uddenites saktmørensensis* Ruzh. Эта фауна не только определяет возраст слоев, но и позволяет синхронизировать их с группой Миссури Северной Америки.

Ивановский тип развит в западной части полосы. Характерной его особенностью является отсутствие грубообломочных пород и большое развитие карбонатных слоев. Наряду с глинами и песчаниками здесь много известняков чистых, глинистых, песчаных, но главным образом обломочно-органогенных. Наиболее типичной породой являются светлые с желтоватым оттенком известняки, состоящие из мелких кусочков серого известняка и фузулинид, сцементированных мучнистым, несколько охристым карбонатом. Мощность около 300 м.

В этих отложениях представители рода *Triticites* достигают массового развития, особенно *T. arcticus* Schellw., *T. umbonoplicatus* R. et B., *T. schwageriniformis* Raus., *T. noinskyi* Raus., *T. montiparus* Möll., *T. ex gr. stuckenbergi* Raus. Реже встречаются: *T. paraarcticus* Raus., *T. acutus* D. et C., *T. simplex* Schellw. и *T. aff. primigenius* R. et B. Большим распространением пользуются также *Quasifusulina longissima* Möll., *Fusulinella usvae* Dut., *F. pulchra* R. et B. и *Rugosofusulina prisca* Ehrenb. Наряду с перечисленными формами в большом количестве встречаются формы более древнего возраста, такие же, как и в абзановском горизонте.

В зианчуринском горизонте часто встречаются аммониты: *Boesites primoris* Ruzh., *Neopronorites carboniferus* Ruzh., *Uddenites saktmørensensis* Ruzh., *U. orenburgensis* Ruzh., *Neoaganides rectilobatus* Ruzh., *Agathiceras uralicum* (Карп.), *Aristoceras chkalovi* Ruzh., *Prothalassoceras inflatum* Ruzh., *P. jaikense* Ruzh., *Paraschistoceras optatum* Ruzh., *Eoasianites concinnus* Ruzh., *Somoholites glomeratus* Ruzh., *Glaphyrites lineatus* Ruzh., *G. submodestus* Ruzh.

Оренбургский горизонт (ярус). Чередование буровато-серых иногда песчаных, сланцеватых глин и аргиллитов с плитчатыми крепкими тонкозернистыми песчаниками. Встречаются прослой бурых рыхлых песчаников (почти песков), грубозернистых глинистых скорлуповатых песчаников, небольшие прослой глинистых брекчий, а в восточной части — мелкогалечных конгломератов. Среди глин наблюдаются мергельные конкреции, линзы и прослой с богатой фауной аммонитов. Наиболее типичные разрезы наблюдаются по р. Уралу, западнее станций Ильинской и Никольской, и по р. Сакмаре, западнее Канчерова. Мощность более 500 м.

Для оренбургских слоев характерны следующие аммониты: *Boesites primoris* Ruzh., *Neopronorites carboniferus* Ruzh., *Daixites meglitzkyi* Ruzh., *Uddenites orenburgensis* Ruzh., *Artinskia irinae* Ruzh., *Aristoceras appressum* Ruzh., *Shumardites confessus* Ruzh., *Vidrioceras borissiaki* Ruzh., *Marathonites uralensis* Ruzh., *Emilites plummeri* Ruzh., представители родов: *Neoaganides*, *Agathiceras*, *Prothalassoceras*, *Neodimorphoceras*, *Schistoceras*, *Eoasianites*, *Somoholites*, *Glaphyrites*. Эта фауна позволяет синхронизировать оренбургские слои с группой Вирджил Северной Америки. Среди фузулинид продолжают встречаться различные представители рода *Triticites*, причем появляются новые виды: *T. jigulensis* Raus., *T. ex gr. plummeri* D. et C., *T. ex gr. beedei* D. et C. Впервые встречаются псевдофузулины (*Ps. sokensis* Raus.), обычны ругозофузулины (*R. prisca* Ehrenb., *R. stabilis* Raus.).

Севернее р. Касмарки полоса верхнекаменноугольных отложений резко суживается (до 5—2 км) за счет исчезновения восточных фаций. Вместе с тем ивановский тип зианчуринских слоев замещается новым

оригинальным типом — саплайкским. Эта фациальная зона прослеживается с некоторыми изменениями до водораздела рек Ика и Белой.

Абзановский горизонт жигулевского яруса. Типовой разрез абзановских слоев находится на правом берегу р. Ассели, напротив дер. Абзановой. Здесь выделяются четыре пачки пород:

1. Чередование темно-серых, зеленоватых, тонкозернистых, слегка глинистых или песчаных известняков с зеленовато-серыми, мелкозернистыми песчаниками и буровато-серыми глинами	30 м
2. Буровато-серые глины и аргиллиты, с прослоями зеленовато-серых, мелкозернистых, известковистых песчаников	240 "
3. Пласты темно-серого или зеленоватого, тонкозернистого, несколько песчаного известняка, разделенные глинистыми слоями	50 "
4. Зеленовато-серые, мелкозернистые, известковистые песчаники, чередующиеся с буровато- или зеленовато-серыми глинами и аргиллитами. Последние дают местами характерную игольчатую россыпь. Изредка тонкие прослои известняка	230 "
Суммарная мощность	550 "

Указанные выше литологические особенности абзановской толщи сохраняются и в более северных разрезах, хотя в некоторых местах (особенно по р. Ускалыку) отмечается появление грубозернистых песчаных органогенно-обломочных известняков. Мощность в северном направлении уменьшается по р. Акберде до 400—450 м и по правобережью р. Бол. Сурени до 200—250 м.

Зианчури́нский горизонт жигулевского яруса представляет собой мощное развитие среди песчано-глинистых отложений крупнообломочных, глыбовых известняковых (так называемых саплайкских) брекчий. Последние в кровле горизонта образуют выдержанный пласт мощностью до 50—100 м. Спорадически они появляются в основании или в средней части горизонта. В них встречаются глыбы визейского известняка с *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* Mart., *Striatifera striata* Fisch., кораллами: *Lithostrotion junceum* Flem., *L. irregulare* Phill. и др., темно-известняка со *Spirifer bisulcatus* Sow., глыбы среднекаменноугольного известняка с *Choristites* sp., *Spirifer poststriatus* Nik. и *Marginifera* cf. *kaschirica* Jw., темно-серого известняка с *Triticites noinskyi* Raus. и *T. paracullomensis* Raus. и очень редко куски черных кремней и кварцевых песчаников. Разрезы зианчури́нского горизонта с развитием саплайкских брекчий прослеживаются по рекам Ассели, Чумазе, Акберде и Ускалыку. К северу от р. Бол. Сурени разрез существенно меняется. Здесь рассматриваемый горизонт образован песчано-аргиллитовыми отложениями с прослоями доломитов, темных силицитов и небольшими пластами органогенно-обломочных известняков. Роль глыбовых известняковых брекчий существенно уменьшается; они прослеживаются в виде одного пласта в средней части горизонта. На междуречье Иняк — Бол. Ик зианчури́нские породы сильно нарушены, и разрез их неясен. Мощность зианчури́нского горизонта на рассмотренном участке достигает 415—435 м.

Оренбургский горизонт (ярус). Темно-серые и коричневатые глины с редкими прослоями мелкозернистых известковистых песчаников, темных пелитоморфных известняков и зернистых известняков с фузулинидами. В бассейне р. Бол. Сурени были встречены: *Triticites ligulensis* Raus., *T. whitei* R. V. et R., *T. ex gr. beedei* D. et C., псевдофузулины и ругозофузулины, в бассейне р. Ика: *T. ex gr. nathorsti* Schellw., *T. cf. noinskyi* Raus., *T. vetustus* Schellw. и *Rugosofusulina aktjubensis* Raus. Мощность 600—700 м.

К северу от р. Мал. Ика происходит резкая смена пород и мощностей; песчано-глинистая толща (1000—1500 м) верхнего карбона пере-

ходит на водоразделе рек Ика и Белой в маломощную (100—200 м) толщу аргиллитов, которые становятся дальше окремненными. Так осуществляется переход к новому, резко отличному типу верхнекаменноугольных отложений, который наблюдается от р. Белой на юге до р. Ука на севере. На основании многочисленных материалов сводный разрез верхнего карбона (зилимские слои) Г. И. Теодоровича (1936) на этом участке западного склона Урала подразделяется на три толщи (снизу вверх):

1. Темно-серые слоистые сильно окремненные органогенно-обломочные и шламовые известняки 50—60 м
 2. Желтовато-серые, неслоистые доломиты, переходящие по простиранию в светлые, биоморфные или детритусово-биоморфные известняки 30—40 „
- Типичные разрезы этих отложений можно видеть по рекам Зилим (у дер. Ташасты) и Каран-елга. Фауна, найденная в обеих толщах, довольно разнообразна. Среди брахиопод определены: *Choristites norini* Cha o, *Ch. ex gr. trautscholdi* Stuck., *Schizophoria morganiana* Derby, *Marginifera aff. uralica* Tschern, *Productus bathycolpos* Schellw., *Cammarophoria pentameroides* Tschern. и многие другие формы. Среди фузулинид встречены: *Staffella angulata* Col., *S. ex gr. bradyi* Möll., *Wedekindell* in a sp., но не найдены тритициты, что создает некоторую неопределенность стратиграфической принадлежности. Однако, весьма вероятно, что эти две толщи соответствуют абзановскому горизонту, для которого также характерно присутствие большого количества среднекаменноугольных фораминифер при наличии лишь очень редких представителей рода *Triticites*. Брахиоподы канчеровских брекчий, обнаруживающие, по заключению Д. Л. Степанова, большое сходство с зилимским комплексом, могли в значительной своей части первично быть абзановскими.
3. Известняки (ташлинские) темно-серые, афанитовые или тонкозернистые, с кремнистыми «гороховидными» конкрециями, с прослоями и стяжениями черных кремней 20—25 „

Стратиграфическое положение этой толщи не вполне ясно. В некоторых случаях (реки Зиган, Баса) она залегает непосредственно на среднем карбоне, что объясняется либо разрывом зилимских известняков (Степанов), либо их фациальным замещением (Теодорович). Важно отметить, что местами (р. Зилим) ташлинские известняки становятся конгломератовыми и содержат гальку и щебень пород более низких горизонтов. Это позволяет думать, что они синхроничны зианчуринскому горизонту. Подтверждением этому служит также разрез Усольского хребтика, где обнажается светло-серый органогенно-обломочный известняк (видимая мощность 1,5 м) с фузулинидами: *Triticites ex gr. whitei* R. V. et R. T. cf. *paraarcticus* R a u s., *T. cf. noinskyi* R a u s., *Quasifusulina longissima* Möll и др. Суммарная мощность зилимских слоев около 100 м.

К северу от р. Ука полоса верхнепалеозойских отложений, окаймляя глыбовое поднятие Кара-Тау, резко поворачивает на северо-запад, вступая при этом в иную примыкающую к платформе фациальную зону. По данным Б. М. Келлера (1946), верхнекаменноугольные отложения резко изменяют здесь свой характер. К юго-востоку от р. Сима, в разрезе ключа Гремячего, они имеют следующий состав (снизу вверх):

1. Кремнистые аргиллиты с прослоями пелитоморфных плитчатых известняков 75 м
2. Светло-серые слоистые зернистые известняки с *Triticites paracullomensis* R a u s., *T. subobsoletus* O z a w a, *T. ex gr. plummeris* D. et C. 35 „

По р. Симу, у г. Аши, разрез становится еще более карбонатным. На доломитах с *Wedekindellina uralica* Dut. лежат:

1. Пелитоморфные, тонкоплитчатые известняки с прослоями и линзами темных кремней. Встречены фузулины: *Staffella angulata* Col., *Fusulinella usvae* Dut., *F. pulchra* R. et B.

20 м

2. Светлые слоистые зернистые известняки и рыхлые доломитизированные известняки, в которых выделяются все зоны триптиковых слоев

около 100 „

К северо-востоку от Ашинского района, в Симской мульде и по р. Юрюзани, снова наблюдается тип разреза, сходный с разрезом междуречья Белая — Ук. В. Д. Наливкин и Г. А. Дмитриев (1939) выделяют по р. Юрюзани толщу кремнистых известняков с «гороховидными» конкрециями в верхней части (100 м) и над нею толщу глинистых сланцев и песчаников с прослоями кремня (в основании) и детритусового известняка. Вблизи нижней границы сланцевой толщи были найдены фузулины: *Triticites umbonoplicatus* Raus., *Fusulinella usvae* Dut и *Rugosofusulina prisca* E h e n b., подтверждающие верхнекаменноугольный возраст этих слоев. Появление песчаников среди глинистых отложений можно рассматривать как первый признак перехода к более восточной фациальной зоне.

Согласно сводке В. Д. Наливкина (1949), верхний карбон Юрюзано-Сылвенской депрессии представлен тоже терригенными породами и значительно меняется в мощности по простиранию. В южной части Уфимского амфитеатра к верхнему карбону относятся зеленоватые глинистые сланцы и аргиллиты с подчиненными прослоями окремненных мергелей, детритусового известняка и мелкозернистого песчаника. Мощность этих пород, выделенных под названием куркинской свиты, достигает 190 м. Возраст их определяется фузулидами: *Quasifusulina* ex gr. *longissima* Möll., *Fusulinella* ex gr. *pulchra* R. et B., *F. usvae* Dut., *Triticites umbonoplicatus* Raus., *T. aff. petschoricus* var. *brevis* R. B. et R., *T. ex gr. jigulensis* Raus., *T. arcticus* Schellw., *T. paraarcticus* Raus., *T. communis* Raus. В северной части Уфимского амфитеатра к верхнему карбону относится васелчинская свита, сложенная чередующимися глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями глинистого известняка и конгломерата. Суммарная мощность этой свиты 600—800 м.

Приведенные выше материалы по стратиграфии верхнего карбона свидетельствуют о необычайно резкой фациальной изменчивости осадков.

Фациальные особенности верхнекаменноугольных отложений зависели от возникавших в это время тектонических движений. Седиментация абзановских слоев происходила в условиях заметного спада тектонических напряжений. Поэтому даже в самых восточных разрезах (р. Алимбет) этот горизонт верхнего карбона образован главным образом глинами при совершенно незначительном участии грубообломочных пород. В зианчуринское время произошли резкие тектонические движения, которые, по всем данным, имели региональное значение. Поэтому зианчуринский горизонт образован на востоке преимущественно конгломератами и разнообразными брекчиями, в том числе подводнооползневыми. В более западной фациальной зоне эти движения вызвали обмеление бассейна; на которое указывают, с одной стороны, общий характер ташлинских пород, а с другой — присутствие в них конгломератовых известняков. Седиментация оренбургских слоев происходила в условиях резкого ослабления тектонических движений и общего углубления бассейна. Поэтому на всем протяжении восточной зоны оренбургский горизонт представлен довольно однородной толщей тонких песчано-глинистых отложений. Синхроничные им кремнистые

аргиллиты более западной фациальной зоны отлагались в более глубоком море по сравнению с ташлинскими известняками, но под контролем новых складчатых сооружений, возникших в зианчуринское время.

НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

В настоящем очерке рассматриваются нижнекаменноугольные отложения западных районов восточного склона Южного Урала, относящиеся к смежным частям Башкирской АССР и Оренбургской области. Эта часть восточного склона расположена в различных структурно-фациальных зонах Магнитогорского синклиория. Каменноугольные отложения рассматриваемых районов, при всем фациальном разнообразии их, обнаруживают и существенные сходные черты. Наиболее характерной общей особенностью является значительное развитие в карбоне этих районов вулканогенных образований, отсутствие или очень слабое развитие угленосных отложений и морской характер всего или почти всего разреза.

Самые западные выходы описываемых каменноугольных отложений приурочены к той протягивающейся в меридиональном направлении полосе Южного Урала, которая Л. С. Либровичем (1932) была выделена как Баймакская подзона Приирендыкской структурно-фациальной зоны. Эта область выходов карбона принадлежит в большей северной своей части к восточному склону Башкирского Урала, а на юге захватывает и западную часть Орского Урала. Следующие более восточные выходы каменноугольных отложений в той же структурно-фациальной зоне расположены уже к востоку от системы хр. Ирэндык-Крыкты и приурочены к Ирэндык-Уральской подзоне Приирендыкской зоны.

Еще восточнее протягивается главная полоса развития карбона, приуроченная, в общем, к долине верхнего меридионального течения р. Урала и охватывающая Кизильскую и Магнитогорскую подзоны выделенной Л. С. Либровичем (1936) Яикской структурно-фациальной зоны. При этом на севере эта полоса еще включает восточную окраину Башкирского Урала, но в большей своей части проходит в пределах смежных районов Челябинской области. На юге же она почти целиком расположена в пределах северной части Орского Урала, т. е. проходит главным образом по территории Оренбургской области и лишь немного распространяется на территорию Башкирии*.

Первые сведения о составе и распространении развитых в пределах указанных выше полос отложений нижнего карбона даны в работах Гофмана и Гельмерсена (1835), Мурчисона (1848), Меглицкого и Антипова (1858), Штукенберга (1898), Янишевского (1904, 1910), Пэрна (1912, 1915), Высоцкого (1914), Заварицкого (1914, 1927), Шахова (1928). Главнейшие новые описания стратиграфии и общие обзоры этих отложений мы имеем в работах Либровича (1927, 1931, 1932, 1933, 1934, 1936, 1939, 1944, 1945, 1947, 1958), Дингельштедта (1932, 1933), Петренко (1932), Квятковского (1933), Сергиевского (1936, 1939), Богдановой (1937), Павлинова (1937), Кириченко (1940), Нестояновой (1940), Воиновой и др. (1941), Теодоровича (1941), Донаковой и Струве (1959), Струве (1959), в Стратиграфических словарях СССР (1937, 1956), Высоцкого (1932), Коптева-Дворникова (1933), Спорова

* Отложения, расположенные восточнее Суундук-Кумакской полосы карбона, а также относящиеся к еще более восточным районам Южного Зауралья, в настоящем очерке не рассматриваются.

(1942 и др.), Нестояновой (1946) и др. Описания и общие характеристики фауны из нижнего карбона этих полос имеются в работах Янишевского (1910), Пэрна (1923), Лихарева (1936), Вебера (1937), Махаева (1937), Либровича (1938, 1945, 1947, 1957) и в Атласе руководящих форм ископаемых фаун нижнего карбона СССР (1941), а также в сводной работе Д. В. Наливкина по турнейскому ярусу Урала (1939).

Выходы нижнего карбона в западной части восточного склона Южного Урала, соответствующей по схеме Л. С. Либровича (1932) Баймакской подзоне Приурендыкской структурно-фациальной зоны, известны на территории как Оренбургской области, так и Башкирской АССР.

Хабарнинско-Аккермановский район. На юге рассматриваемой подзоны интересные и уже довольно подробно изученные выходы нижекаменноугольных отложений имеются к северу от пос. Хабарного (расположенного на р. Урале).

Участок этот находится в Оренбургской области и относится к западной части Орского Урала.

Нижекаменноугольные отложения этого района представляют особый интерес как по исключительному богатству фауны некоторых горизонтов, так и по рудоносности других слоев. Первое описание выходов нижнего карбона к северу от пос. Хабарного было дано в специальной монографии М. Э. Янишевского (1910), посвященной в основном характеристике известняковой толщи и описанию ее богатой фауны. Касаясь вопроса соотношения верхнего девона и нижнего карбона этого района, Янишевский вначале отмечает, что в турнейском веке тут, по-видимому, был перерыв в образовании осадков. В другом месте он, однако, указывает, что более древним, чем визейские известняки, отложениям нижнего карбона в районе пос. Хабарного, возможно, соответствуют перемежающиеся слои кремнистых сланцев и известняков, в которых фауны тогда встречено не было. Всю залегающую выше известняковую толщу нижнего карбона Янишевский относит к визейскому ярусу. В пределах этой толщи он выделяет три горизонта известняков: 1) с *Productus hemisphaericus* Mart. и кораллами из родов *Lithostrotion*, *Syringopora*, *Chaetetes* и др.; 2) с *Productus striatus* Fisch. и 3) с *Productus semireticulatus* Mart., *P. martini* Sow., *P. inflatus* M'Chesn., *P. granulatus* Phill., *P. undatus* Defr., *P. punctatus* Mart., *P. schartimiensis* Jan., *Tegulifera chabarnensis* Jan., *Goniophoria monstrosa* Jan., *Spirifer* aff. *trigonalis* Mart., *S. bilobatus* Jan., *Spiriferina insculpta* Jan. и другими брахиоподами: *Leiopteria lunulata* Phill var., *Eumicrotis ovalis* Kon., *Aviculopecten dissimilis* Flem., *Pseudamussium ellipticum* Phill. и другими пелециподами: *Ptychomphalus gigas* Kon., *Bellerophon hiulcus* Mart. и другими гастроподами: *Glyphioceras striatum* Sow. var. *minima* Jan., *Pronorites cyclolobus* Phill. var. *uralensis* Kagr. и другими цефалоподами. Богатая фауна известняков пос. Хабарного, описанная Янишевским, включает 283 различные формы.

Изучение всего разреза нижнего карбона этого района было произведено позднее Е. В. Воиновой (1941). По ее данным, отложения турнейского яруса здесь представлены двумя толщами. Нижняя согласно залегаёт на клименийских известняках фаменского яруса верхнего девона и сложена внизу кристаллическими известняками со *Eudoxina media* Leb., *Productus scutellatus* Maschkaga; *Cancrinella laevicosta* White. Известняки эти, имеющие около 10 м мощности, покрываются серыми кремнистыми сланцами с радиолариями и растительными остатками плохой сохранности; мощность сланцев около 25 м*. К северу

* Выделение турнейских отложений в этом районе и определение их фауны впервые было произведено И. И. Машкара по его же сбоям еще в 1929 г.

вся эта толща замещается светлыми плитчатыми опокovidными породами и окремнелыми известняками общей мощностью 100—105 м. Верхняя толща представлена желтовато-серыми песчанистыми известняками мощностью 50—88 м с *Plicatifera* ex gr. *mesoloba* Sow., *Cancrinella laevicosta* White, *Pustula pyxidiformis* Kon., *Camarotoechia pleurodon* Sow.

Отложения визейского яруса связаны постепенными переходами с турнейскими, причем к основанию визе Е. В. Воинова относит верхнюю часть отмеченных выше желтовато-серых песчанистых известняков. В вышележащих отложениях, относимых к визейскому же ярусу, Воинова выделяет три горизонта: нижний — слоистые светлые брекчиевидные известняки (до 30 м); средний — мучнистые темные известняки (до 45 м) с *Gigantoproductus giganteus* Mart., фациально замещающиеся светлыми известняками с редкими трилобитами, одиночными кораллами и губками; верхний — чередование плотных светлых известняков с *Productus medusa* Kon., *Dictyoclostus semireticulatus* Mart., *Pseudamussium ellipticum* Phill. и конгломератовидных и криноидных известняков; мощность этого горизонта до 65 м. Несколько новых видов визейских продуктид из сборов Е. В. Воиновой описано В. Н. Махавым (1937).

Более подробная литолого-стратиграфическая характеристика известняково-кремнисто-глинистой толщи турне—визе северной части Аккермановско-Хабарнинского района была дана в статье Г. И. Теодоровича (1941). По его данным, в описываемом районе согласно на верхнедевонских отложениях залегают светлые криноидные известняки общей мощностью около 15 м, в средних горизонтах которых найдены: *Eudoxina media* Leb., *Waagenoconcha nummularis* Winch., т. е. формы, указывающие (по определению В. Н. Крестовникова) верхи зоны этрен или более высокие слои нижнего турне. К верхней половине той же пачки известняков относятся находки Е. В. Воиновой таких форм, как *Plicatifera* ex gr. *mesoloba* Sow. и др. По микрофауне в этих известняках, по определению Д. М. Раузер-Черноусовой, могут быть выделены этренские слои с *Endothyra communis* Raus. и *E. primaeva* Raus. и нижнетурнейские с *Hyperammia elegans* Raus. et Reitl и *Endothyra* sp. Г. И. Теодорович отмечает, что судя по литологии, характеру фауны и присутствию водорослей *Chlorellopsis*, *Girvanella*, *Nubecularites*, представителей семейства *Dasycladaceae*, вся рассматриваемая пачка известняков представляет мелководные морские осадки, отлагавшиеся в условиях обильного доступа кислорода в придонные слои воды.

Выше залегают известняково-кремнисто-глинистая толща верхней части турне и низов визе общей мощностью 125—150 м, которая представляет чередование силицитов (радиоляриевых и др.), глинистых пород, песчанистых и окремнелых известняков. По микрофауне фораминифер (*Endothyra*, *Spirillina*) Д. М. Раузер-Черноусова выделяет в нижней части этой толщи два комплекса: среднетурнейский и верхнетурнейский. Визейская часть этой же толщи характеризуется более богатой фауной (*Hyperammia elegans* Raus. et Reitl., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *Archaeodiscus* aff. *krestovnikovi* Raus. и др., *Tetrataxis eominima* Raus., *Valvulinella youngi* Brady и др.) и присутствием брахиопод: *Gigantoproductus tulensis* Bolkh. mut. *praecora* Bolkh., *G.* cf. *maximus* McCoy (определения В. Н. Крестовникова). Темные радиоляриевые силициты и лишенные CaCO₃ глинистые породы представляют, по Теодоровичу, осадки, накопившиеся при недостатке кислорода в придонных частях воды и в условиях, неблагоприятных для осаждения кальцита. Турнейские песчанистые известняки и известкови-

стые глины отлагались, наоборот, при обильном доступе кислорода и в условиях благоприятных для осаждения кальцита. Визейская часть той же толщи представлена кремнистыми, глинистыми и карбонатными осадками, накопившимися в условиях достаточного для жизни бентоса доступа кислорода в придонные части бассейна.

Относительно более высоких толщ карбона этого района Г. И. Теодорович отмечает присутствие уже описанных ранее М. Э. Янишевским и Е. В. Воиновой средне- и верхневизейских известняков с *Gigantoproductus giganteus*, *Striatifera striata* и пр. Из микрофауны этих известняков в его сборах Д. М. Паузер-Черноусовой определены: *Hyperamina vulgaris* Raus. et Reitl., *Endothyra* cf. *bowmani* Phill., *Eostaffella* aff. *parastruvei* Raus., *Archaediscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod. и др. Кроме того, из известняков, встреченных в шурфах северо-западной части Аккермановского железорудного месторождения, ею же определена микрофауна намюрского облика: *Archaediscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod., *Eostaffella* cf. *pseudostruvei* Raus. et Bel., *Pseudostaffella* aff. *antiqua* Dutk. и др. Здесь надо заметить, что еще по сборам И. И. Машкара в 1929 г. в фауне хабарнинских известняков Л. С. Либровичем (1947) было установлено присутствие гониатитов намюрского типа (*Nuculoceras nuculum* Bisat или близкая к нему форма). Г. И. Теодорович отмечает еще, что на севере района (известковый дол) встречены известняки с *Pseudostaffella antiqua* Dutk., которые относятся им предположительно к низам среднего карбона. Надо, однако, заметить, что эта форма может встречаться и в намюре.

Район верховьев р. Таналыка. К северу от Хабаровинско-Аккермановского района разрез нижнего карбона претерпевает существенные фациально-литологические изменения, которые проявляются в основном в нижней части всего разреза, т. е. в турнейских и нижневизейских отложениях. Ближайшие к описанному выше району интересные обнажения имеются в районе р. Зирень-Агача (правый приток верхнего течения р. Таналыка). Здесь, по наблюдениям Н. Н. Тихоновича (1918), Л. С. Либровича (1931, 1932, 1939), И. И. Машкара, Р. Э. Квятковского и Б. В. Наливкина, в основании карбона залегает толща песчаников и сланцев с прослоями и пластами углей, тесно связанная с более древними (верхнедевонскими) отложениями зилаирской свиты. Эта толща местами покрывается известняками и известковыми конгломератами с богатой фауной, содержащей, по определениям И. И. Машкара, *Chonetes papilionacea* Phill., *Linoproductus corrugatus* McCoy, *Productus minimus* Dem., *Buxtonia antiquissimus* Liss., *Argentiproductus margaritaceus* Phill., *Plicatifera mesoloba* Phill., *P. zilimi* Nal., *P. hyperborea* Nal., *Pugnax acuminata* Mart., *Spirifer konincki* Dew и указывающей на верхнетурнейский или нижневизейский возраст содержащих ее слоев. Выше следуют песчаники, обычно известковистые, иногда с линзами известняка, а затем известняки с *Gigantoproductus giganteus* Mart., *Striatifera striata* Fisch., *Productus concinnus* Sow. и другой характерной верхневизейской, а отчасти, возможно, и намюрской фауной.

Существенно отличный разрез карбона для района р. Зирень-Агача описывается в работе В. Н. Павлинова (1937), согласно которой в основании толщи карбона залегают песчанистые известняки и известковистые песчаники с прослоями серых рыхлых известково-глинистых сланцев. Наличие *Cyathophyllum murchisoni* E. H., *Chonetes papilionacea* Phill., *Daviesiella* cf. *comoides* Sow., *Rhipidomella altaica* Tolm. и др. указывает (по мнению В. А. Балаева) на нижневизейский возраст. Мощность слоев 130 м. Выше залегают известняки с *Striatifera*

striata Fisch., *Argentipræductus margaritaceus* Mart., *Spirifer bilobatus* Sow. и др. Эти известняки относятся В. А. Балаевым к низам верхней части визе; мощность 20 м. Верхними слоями являются известняки, местами брекчиевидные, с обильной фауной: *Plicatifera plicatilis* Sow., *Productus concinnus* Sow., *P. mesoloba* Phill., *Spirifer pseudotrigonalis* Sem., *Sp. bilobatus* Jan., *Sp. duplicicostus* Phill. и др., которая, по В. А. Балаеву, соответствует зоне *Dibunophyllum* англо-бельгийского карбона*. Мощность известняков не превышает 100 м.

Севернее, вдоль западной окраины области распространения пород зилаирской свиты между верховьями р. Таналыка и р. Сакмарой, имеется еще ряд небольших участков выходов известняков, местами содержащих богатую, преимущественно брахиоподовую фауну верхов визейского яруса.

Западная часть Абзелиловского района. Еще далее на север, в районах, расположенных к западу от хр. Крыкты, в разрезе нижнего карбона происходят новые существенные изменения, выражающиеся в развитии в нижних его горизонтах различных эффузивных толщ. Так, уже в самых верховьях р. Бол. Кизила, по данным Р. Э. Квятковского, известняки с *Gigantopræductus* cf. *giganteus* Mart., *Linopræductus ovatus* Hall, *P. concinnus* Sow., *Spirifer* cf. *attenuatus* Sow. залегают на толще эффузивов, представленных обычно сильно милонитизированными и рассланцованными порфиритами и подчиненными им туфами. О. А. Нестоянова также отмечает, что в этом районе низы нижнего карбона представлены туфами диабазовых порфиритов, с прослоями самих порфиритов и залегающими выше туфогенными песчаниками, граувакками и глинистыми сланцами, которые покрываются известняками с фауной среднего и верхнего визе.

В верховьях р. Мал. Кизила, к западу же от хр. Крыкты, вулканогенный и терригенный материал имеется, по-видимому, также и внутри известняковой толщи. В этом районе А. Я. Пэрна (1915) и Н. К. Высоцкий выделяют в визейских отложениях четыре «горизонта» (снизу вверх): 1) темные известняки с *Syringopora*, *Linopræductus* ex gr. *corrugatus* M'Coу, *Spirifer subcinctus* Коp. и пр., переслаивающиеся с граувакковыми и туфогенными песчаниками и местами с туфами порфиритов и кремнистыми сланцами; 2) известняки с *Gigantopræductus giganteus* Mart., *Striatifera striata* Fisch., *Athyris variabilis* Moell., *Lithostrotion baschkiricum* Рerпa и другой фауной; 3) конгломераты с обломками известняков, кремнистых сланцев, роговиков, реже туфогенных песчаников и сланцев, местами с обломками аплитовидных горизонтов, жильных диоритов, амфиболитов, реже пироксенитов с включениями серпентинита и прожилками асбеста, эффузивных альбитофиром и порфиритов; 4) светлые мраморовидные известняки со следами кораллов.

К турнейскому ярусу в указанном районе верховьев р. Мал. Кизила Н. П. Споров предположительно отнес туффиты и туфопесчаники, реже туфы порфиритов, местами с подчиненными диабазовыми порфиритами.

Учалинский район. Значительная площадь выходов различных толщ нижнего карбона находится здесь в бассейне верховьев

* Заключение В. А. Балаева о возрасте горизонтов не вяжутся с приводимыми им же списками форм. В частности, в составе фауны всех трех горизонтов (а не только одного горизонта) им указываются формы, характерные для зоны *Dibunophyllum* (например, *Cyathophyllum murehisoni* — в нижних слоях и *Striatifera striata* — в средних слоях). Об отложениях турнейского яруса в схеме Балаева нет никаких данных. В. Н. Павлинов отмечает, что этому ярусу должна соответствовать верхняя часть граувакк.

р. Урала и его притока р. Миндяка. Первые сведения о стратиграфии этих отложений приведены в работах Ф. Н. Чернышева (1889) и Н. Н. Дингельштедта (1932, 1933).

Толща А. По более новым данным исследований Л. С. Либровича (1939а), здесь к нижним горизонтам нижнего карбона, соответствующим по возрасту турнейскому и низам визейского яруса, предположительно относится часть развитых в районе порфиритов, спилитов, альбитофинов и их туфов. В верхах этой толщи, выделяемой условно как толща А нижнего карбона, эффузивы нередко замещаются туфогенными песчаниками и кремнистыми и глинистыми сланцами. Выше следует известняковая серия, соотношения которой с подстилающими ее толщами остаются здесь недостаточно выясненными. Местами эта серия обычно вместе с подстилающими ее песчаниками и локально развитыми конгломератами залегает (как на это указывают Н. И. Бородаевский, О. А. Нестоянова и др.) трансгрессивно на более древних толщах.

В известняковой серии можно выделить, по Л. С. Либровичу, следующие главнейшие толщи (снизу вверх):

Толща В. Известняки, обычно темные, реже серые, местами содержащие многочисленные кораллы: *Cyathophyllum murchisoni* E. N., *C. murchisoni* var. *extravesicularis* Gog., *Lophophyllum (Koninckophyllum)* sp. nov., *Lithostrotion irregulare* Phill., *Lonsdaleia* sp. nov., *Dibunophyllum rugosum* Smith, *Carcinophyllum lonsdaleiforme* Salee, *C. kirsopi* Thoms., *Syringopora ramulosa* Goldf., *S. conferta* Keys. и др. Кроме кораллов, встречаются: *Gigantoproductus giganteus* Mart. et var., *G. cf. latissimus* Sow., *Striatifera striata* Fisch., *Chonetes cf. papilionacea* Phill., *Cyrtina?* sp. и др. Иногда известняк содержит кремневые стяжения, местами он доломитизирован. Самые нижние слои (на юге) замещаются конгломератами с известковым цементом и с обломками известняка, порфиритов, туфов, яшм и пр. Мощность всей толщи колеблется от 250 до 400 м.

Толща С. Известняки темные, битуминозные, нередко с разнообразной фауной: *Striatifera cf. striata* Fisch., *Productus concinnus* Sow., *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Antiquatonia costata* Sow., *Linoproductus tenuistriatus* Vern., *Echinoconchus punctatus* Mart., *Overtonia cf. fimbriata* Sow., *P. semiglobosus* Jan., *Krotovia cf. spinulosa* Sow., *Spirifer triangularis* Mart., *S. cf. striatus* Mart., *Martinia glabra* Sow., *Phricodothyris lineata* Mart., *Athyris royssii* L'Ev.

Местами нижняя часть толщи замещается более светлыми серыми известняками с *Striatifera striata* Fisch., *Pugnax cf. acuminata* Mart. Мощность всей этой толщи намечается в пределах от 250 до 400 м.

По своему возрасту вся известняковая серия здесь, по-видимому, соответствует зоне *Dibunophyllum* верхов визейского яруса нижнего карбона, причем, возможно, что толща С захватывает и низы намурского яруса.

Нижнекаменноугольные известняки сходного характера развиты и севернее, в районе левых притоков верховьев р. Миасса у северной границы Учалинского района Башкирской АССР с Челябинской областью. Восточнее, за пределами Башкирии, развиты также и более молодые известняки шартымских слоев.

Восточнее системы хр. Ирндык-Крыкты ближайшие выходы карбона приурочены к Ирндык-Уральской подзоне Приирндыкской структурно-фациальной зоны. Здесь, по данным Л. С. Либровича (1936), в восточной части Баймакского района самые древние горизонты нижнего карбона принадлежат к верхам зилаирской свиты, в большей своей части относящейся к верхнему девону. Эти горизонты

представлены конгломератами с обломками средне- и верхнедевонских известняков и эффузивов, туфами и туффитами с преобладающим материалом кислых пород. Указанные конгломераты, имеющие линзовидное, локальное распространение, являются следами неравномерного размыва, происходившего на границе верхнего девона и нижнего карбона.

В верховьях р. Бол. Уртазыма указанные породы верхов зилаирской свиты перекрываются эффузивной толщей, соответствующей березовской свите или низам кизильской свиты нижнего карбона. Эта толща представлена сложной и сильно изменчивой по составу серией кремнистых туффитов и туфов порфиров и порфиритов, спилитов, диабазовых порфиритов и толеитовых диабазов, чередующихся местами с подчиненными толщами кератофиров. Внутри эффузивной толщи местами имеются прослои темных битуминозных и песчанистых известняков, известковистых песчаников (иногда со следами обугленных растительных остатков) и мелкогалечного конгломерата.

Известняки, залегающие непосредственно на основных эффузивах и сохранившиеся здесь в виде отдельных уцелевших от позднейшего размыва клочков, содержат: *Chonetes* cf. *papilionaceae* Phill., *Striatifera striata* Fisch., *S. striata* Fisch. var. *angusta* Jan., *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* Mart., *G.* cf. *latissimus* Sow., *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Eomarginifera* cf. *longispina* Sow., *Productus minutus* Muir-Wood, *Linoproductus* cf. *tenuistriatus* Vern., *Krotovia spinulosa* Sow., *Athyris expansa* Phill., *A.* cf. *variabilis* Moell. и другие брахиоподы, а также местами многочисленные кораллы.

Севернее в этой же подзоне, в Абзелиловском районе между верховьями р. Янгельки и оз. Багдак, по данным Н. К. Высоцкого (1932) и О. А. Нестояновой (1940 и др.), местами выступают мергелистые породы и туфогенные песчаники с *Lepidodendron glincanum* Eichw., переслаивающиеся с подчиненными туфами порфиров и альбитофиров. Эта толща мощностью около 1000 м относится к турнейскому и низам визейского яруса нижнего карбона (в смежном районе Челябинской области в таких песчаниках встречается фауна верхнего турне).

Восточнее, на р. Янгельке и близ нее развиты известняки с визейской и намюрской фауной, которая представлена преимущественно брахиоподами, а в верхнем намюре содержится и гониатиты: *Proshumardites karpinskii* Ra us., *Homoceratoides* cf. *divaricatum* Hind, *Reticuloceras* и др. (по сборам О. А. Нестояновой и определениям Л. С. Либровича).

На большом протяжении породы нижнего карбона развиты вдоль долины верхнего течения р. Урала, в пределах Кизильской и Магнитогорской подзон Яикской структурно-фациальной зоны по схеме Л. С. Либровича (1936). Эта полоса протягивается с севера на юг вдоль границы Башкирской АССР и Челябинской области, а затем уходит в пределы Оренбургской области.

Кизило-Уртазымский район. Наиболее древней толщей нижнего карбона, выступающей в пределах центральной части Кизило-Уртазымского района, является серия вулканогенных пород, представленных порфирами группы и более основными породами, а также туфами соответствующих составов. Эта вулканогенная серия здесь соответствует низам кизильской свиты карбона.

Самая нижняя толща А кизильской свиты в этой полосе в известняковой фации неизвестна, но залегающая выше толща В местами представлена уже не эффузивами, а серыми известняками с *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* Mart. и кораллами *Lithostrotion*, *Lonsdaleia*. Мощность толщи около 150—200 м.

По новым данным Л. М. Донаковой (Донакова и Струве, 1959), в низах кизильской свиты ею встречены слои с *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Gigantoproductus mirus* Fred., *G. maximus* M'Coу и другой фауной среднего визе, мощность которого, по ее наблюдениям, достигает 300 м.

Толща С — буроватые и темные известняки с *Palaeosmilia murchisoni* E. H., *Koninckophyllum longiseptum* Perna, *Dibunophyllum derbiense* Salee, *Carcinopygillum lonsdaleiforme* Salee и другими кораллами, *Gigantoproductus giganteus* Mart., *G. striato-sulcatus* Schwetz., многочисленными *Striatifera striata* Fisch., *Athyris variabilis* Möll., *A. expansa* Phill., *Cyrtina carbonaria* M'Coу, *C. cf. gigantea* Jan. и относительно редкими другими брахиоподами. Мощность около 300 м.

Толща D — светлые массивные или неяснослоистые известняки, часто содержащие очень богатую и разнообразную фауну: *Schizophoria resupinata* Mart., *Schelwiebella crenistria* Phill., *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* Mart., *G. latissimus* Sow., *Striatifera striata* Fisch., *Productus concinnus* Sow., *Dictyoclostus semireticulatus* Mart., *D. antiquatus* Sow., *Marginifera schartimiensis* Jan., *Linoproductus* aff. *cordorb.*, *L. tenuistriatus* Vern., *Canocrinella undat* Defr., *Echinoconchus punctatus* Mart., *E. elegans* Mart., *Pustula pustulosa* Phill., *Krotovia spinulosa* Sow., *K. karpinskiana* Jan., *Buxtonia scabricula* Mart., *Camarotoechia pleurodon* Phill., *Pugnax acuminata* Mart., *Reflexia reflexa* Rot., *Spirifer attenuatus* Sow., *S. cf. trigonalis* Mart., *S. cf. bisulcatus* Sow., *S. duplicicostus* Phill., *S. triangularis* Mart. и другие *Brachiopoda*, *Goniatites cf. orientalis* Libr., *Griffithides claviger* Scup., *Brachymetopus uralicus* Vern. Мощность около 300—350 м.

Толща E — преимущественно темные, пластующиеся известняки, с богатой фауной, содержащей наряду со многими формами, общими с фауной предыдущей толщи, ряд новых элементов, как, например, *Meekella cf. eximia* Eichw., *Spirifer subrotundatus* M'Coу, *Choristites* (?) *baschkiricus* Jan., *Cyrtosymbole librovitchi* Web., *Stenopronotites uralensis* Karp., *Proshumardites kysylicus* Libr. sp. nov. (in litt.), *Branneroceras cf. karpinskii* Jan., и др. Общая мощность толщи около 300—350 м (как увидим дальше, только нижняя часть этой толщи может быть отнесена еще к нижнему карбону).

В работе Л. М. Донаковой и Н. В. Струве (1959) для верхневизейских и намюрских отложений этого района приводятся в общем сходные списки брахиоподовой фауны по ее новым сборам и определениям. Указывается также на присутствие (по определениям Н. С. Лебедевой) в низах верхнего визе таких фораминифер, как *Eostaffella ikensis* Viss., *Archaediscus moelleri* Raus. и др., а в верхнем намюре — *Millerella elegantula* Raus., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod. и др.

Известняки кизильской свиты являются в различной степени доломитизированными. Верхние известняковые толщи этой свиты местами переслаиваются, а отчасти замещаются эффузивами преимущественно основного состава (спилитами, диабазовыми порфиритами, оливинowymi палеобазальтами, диабазами и их туфами), отчасти порфирами и их туфами или содержат примесь туфогенного материала. Толщи А, В, С и, по-видимому, низы D кизильской свиты охватывают среднее и верхнее визе, тогда как верхи толщи D и низы толщи E соответствуют намюрскому ярусу*.

* Верхи толщи E и толща F кизильской свиты имеют, судя по новейшим данным, уже среднекаменноугольный возраст (см. ниже).

В самых северных частях рассматриваемой полосы (относящихся уже к Абзелиловскому району), по наблюдениям Н. К. Высоцкого (1932), Э. Я. Пэрна (1912), А. Н. Заварицкого (1914, 1922), З. А. Богдановой (1937) и Л. С. Либровича (1939а, 1944), большое развитие получают по р. Янгельке светлые известняки, а в верховьях Кременного Лога в верхних горизонтах свиты известняки отчасти замещаются светлыми кремнистыми породами и песчано-мергелистыми отложениями.

Описанная выше кизильская свита нижнего карбона характерна для Кизильской подзоны Яикской структурно-фациальной зоны Южного Урала. В смежной, более восточной Магнитогорской структурно-фациальной подзоне Кизило-Уртазымского района отложения, в общем близкие по возрасту к кизильской свите, представлены фациально отличной гусихинской свитой. При этом здесь значительное распространение имеют и выходы более древней, березовской свиты нижнего карбона. Области развития обеих указанных свит также приурочены к долине верхнего течения р. Урала.

Березовская свита (по Либровичу, 1936) подразделяется здесь (как и севернее, в Челябинской области) на три главнейшие толщи или подсвиты.

Нижняя толща сложена чередующимися в разрезе, а также взаимно замещающимися по простиранию, основными (спилиты, палеобазальты, диабазы, авгитовые и реже роговообманковые порфириды) и кислыми (плагипорфиры, трахитовые и кварцевые порфиры, фельзиты) лавами и их туфами. Мощность этой толщи приблизительно равна 600—700 м.

Средняя толща представлена преимущественно различными туфогенными песчано-глинистыми отложениями, местами туфоконгломератами, кремнистыми породами, туфами основного и кислого состава и нередко значительной мощности темными известняками с *Syringopora*, *Caninia* и другими *Rugosa*, *Schizophoria resupinata* Mart., *Schellwiebella crenistria* Phill., *Leptaena analoga* Phill., *Ch. aff. dalmanianus* Kon., *Davissella comoides* Sow., *Plicatifera humerosa* Sow., *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* Mart., *D. minimus* Dem., *Pustula* cf. *pustulosa* Phill., *P. pyxidiformis* Kon., *Paleochoristites* aff. *cinctus* Keys., *Spirifer* cf. *tornacensis* Kon., *Brachymetopus* cf. *maccoyi* Portl. Мощность всей этой толщи достигает 100—300 м.

Верхняя толща представлена снова чередованием спилитов, палеобазальтов, диабазов, порфиритов, трахитовых и кварцевых порфиров и их туфов, причем тут обычно преобладают основные эффузивы и туфы. Мощность этой толщи около 150—200 м. По возрасту березовская свита в целом соответствует турнейскому ярусу (главным образом верхней его части) и низам визейского яруса.

В последние годы Н. В. Струве было предложено новое толкование разреза березовской свиты (Донакова и Струве, 1959; Струве, 1959) и дано подразделение ее на две самостоятельные свиты: нижнеберезовскую и верхнеберезовскую.

К нижнеберезовской «свите» Н. В. Струве относит три толщи, из которых нижняя и верхняя представлены преимущественно диабазами, а отчасти порфиритами и туфами, а средняя толща — преимущественно фельзитами, фельзитовыми порфирами и их туфами. Во всех толщах этой «свиты» встречаются прослойки известняков, которые, судя по наиболее подробным спискам палеонтологических определений, приводимых в работах Н. В. Струве, содержат весьма однообразную фауну с *Davissella comoides* Sow., *Chonetes papilionacea* Phill., *Ch. magna* Rot., *Ch. dalmanianus* Kon., *Rugosochonetes hardrensis* Phill., *Pustula pustulosiformis* Rot., *P. cf. vaughani* Muir-Wood (эта форма

найдена только в одном пункте), *Paleochoristites cinctus* Keys., *Spirifer* aff. *tornacensis* Коп. По мнению Н. В. Струве, общая мощность этой «свиты» достигает 4000 м.

Верхнеберезовская «свита», которая, по мнению Н. В. Струве, залегает на нижнеберезовской с резким угловым несогласием (как в разрезе, так и в плане), представлена внизу оливиновыми диабазами и палеобазальтами с прослоями порфиоров, а вверху — трахитовыми и фельзитовыми порфирами с прослоями диабазов. В основании «свиты» залегают известняки с *Daviesiella comoides* Sow., *Chonetes magna* Rot., *Chonetes papilionacea* Phill., *Ch. dalmanianus* Коп., *Rugosochonetes hardrensis* Phill., *Plicatifera humerosa* Sow., *Pustula* cf. *pustulosiformis* Rot., *Paleochoristites cinctus* Keys., *Sp. aff. tornacensis* Коп. т. е. с фауной самых низов визейского яруса. Мощность верхнеберезовской «свиты», по Струве, достигает 2000 м. Эта «свита» в свою очередь несогласно покрывается отложениями кизильской свиты.

Нет достаточных оснований для выделения самостоятельных нижнеберезовской и верхнеберезовской «свит». Различные главнейшие части единой березовской вулканогенной свиты правильнее рассматривать как ее подсвиты. Стратиграфия этой свиты, очевидно, нуждается еще в дальнейшем серьезном изучении.

Гусихинская свита (Либрович, 1933, 1934, 1936) на рассматриваемой территории сложена внизу преимущественно различными кремнистыми породами (светлые опоковидные породы и кремнистые сланцы с радиоляриями и спикулами губок, окремненные известняки, кремнистые туффиты), отчасти песчаниками, конгломератами, известково-глинистыми сланцами и подчиненными основными и реже кислыми битуминозными известняками, обычно с многочисленными стяжениями, линзовидными прослоями и пропластками черного кремня. В тех случаях, когда эти известняки залегают непосредственно на эффузивах или переслаиваются с ними, на границе тех и других обычно не наблюдается следов значительного размыва. Среди фауны этой в основном средне- и верхневизейской известняковой толщи встречаются нередко многочисленные *Syringopora*, *Rugosa*, *Productus ovatus* Hall. и более редкие *Chonetes* cf. *papilionacea* Phill. и другие брахиоподы *Phanerotinus* cf. *cristatus* Phill. и другие гастроподы *Endothyra* sp., *Archaediscus* sp., *Pseudoendothyra* cf. *struvei* Moell. и другие фораминиферы. Верхние горизонты этой толщи, имеющие нижнеамюрский возраст, представлены обычно более светлыми серыми известняками, криноидными, коралловыми или гониатитовыми. Цефалоподовая фация верхних слоев известняковой толщи гусихинской свиты, содержащая многочисленные *Proshumardites uralicus* Libr., *Dombartites tectus* Libr., *Metacanites* cf. *quinquelobus* Kittl., *Uralopronorites mirus* Libr., *Cravenoceras?* sp. пов. и другие цефалоподы и редкие трилобиты (*Typhloproetus aequalis* Meyer., *Cyrtosymbole librovitchi* Web. var. *euryaxis* Web.), особенно хорошо представлена на р. Урале против пос. Кордаиловского; мощность этих слоев равняется здесь 40—50 м.

Мощность всей известняковой толщи гусихинской свиты в этих широтах достигает 800 м. К самым верхам свиты относится нижняя часть покрывающей известняковую толщу серии известковистых песчаников, которая содержит еще остатки фораминифер нижнекаменноугольного облика (*Endothyra*, *Archaediscus*, *Tetrataxis conica* Engb., *Pseudoendothyra* cf. *struvei* Moell. и др.), мощность которой достигает около 100—200 м (верхняя часть указанной серии известковистых песчаников относится уже к описываемой ниже кордаиловской свите среднего карбона).

Таналык-Суундукский район. В Таналык-Суундукском районе, по маршрутным наблюдениям Л. С. Либровича (1936) и более детальным исследованиям Г. И. Кириченко (1940), березовская свита представлена по-прежнему основными и кислыми эффузивами и их туфами с подчиненными прослоями известняков с фауной границы турне и визе (*Spirifer tornacensis* Коn., *Gigantoproductus corrugato-hemisphaericus* Vaughan и др.) и различных песчано-глинистых пород с туфовым материалом; общая мощность березовской свиты здесь оценивается Г. И. Кириченко в 1000—1500 м. Кизильская свита в описываемом районе представлена в основном известняковыми толщами тех же литологических и фаунистических типов, что и севернее, причем этим известнякам здесь тоже местами подчинены основные и кислые эффузивы и их туфы. В верхах известняковой серии, принадлежащих уже к намюрскому ярусу, здесь встречаются местами фауны с многочисленными гониатитами: *Proshumardites uralicus* Libg., *Pseudohomoceras* cf. *smithi* Brown, *Praedaraelites* sp. и трилобитами: *Phillipsia derbyensis* Mart. var., *Brachymetopus uralicus* Verp. и др. В южной части этого района для кизильской свиты наряду с известняками характерно появление кремнистых пород. Гусихинская свита в Таналык-Суундукском районе, в общем, тоже сходна с соответствующей свитой более северного района. Она также представлена здесь чередованием кремнистых, глинистых, песчано-глинистых и туфогенных пород и известняков. Нормальных известняков здесь по направлению к югу постепенно уменьшается и главное развитие получают окремнелые известняки и светлые кремнистые породы. Местами с различными породами свиты переслаиваются подчиненные основные и кислые эффузивы (диабазы, порфириды, порфиры) и их туфы. В нормальных и окремнелых известняках встречаются: *Productus ovatus* Hall., *Daviesiella* cf. *comoides* Sow., *Phillipsia derbyensis* Mart. var. *kirichenoi* Web., *Schizoblastus librovitchi* Jakovlev и другая визейская фауна. В темных известковистых сланцах на границе гусихинской и березовской свит местами имеются слои с многочисленными перемятыми *Pericyclus* sp., которые принадлежат уже скорее к верхам березовской свиты. Кремнистые плитняковые породы гусихинской свиты описываемого района местами содержат многочисленные отпечатки *Lepidodendron glincanum* Eichw.; нередко в шлифах таких кремнистых пород наблюдаются остатки спикулей губок, радиолярий.

Северо-восточная часть Орского района. Южнее, в северо-восточной части Орского района, отложения нижнего карбона являются уже весьма плохо обнаженными. Поэтому и последовательные разрезы их, приводимые в работе А. А. Петренко (1932), имеют, как отмечает и сам автор, совершенно предположительный характер.

Так, для западной полосы развитых здесь каменноугольных отложений А. А. Петренко предположительно намечает, что в основании турнейского яруса залегают светло-серые криноидные известняки со *Spiriferina*, *Schizophoria* и др. Выше следуют коричневые и темно-серые криноидные известняки со *Tylothyrus laminosa* M'Coу, *Plicatifera fallax* P and др. и с подчиненными прослойками опоковидных пород. Более высокие слои турнейского яруса представлены опоковидными породами со спикулями губок и обломками брахиопод. Общая мощность турнейских отложений А. А. Петренко оценивается в 600—700 м. Более молодые слои карбона в этой полосе им не были обнаружены. При позднейших более детальными геолого-поисковыми работами В. В. Носиков в результате новых сборов фауны пришел к заключению, что указанные известняки и кремнистые породы принадлежат к визейскому ярусу.

На востоке рассматриваемого района протягивается полоса развития известняков, содержащая разнообразную фауну верхов турнейского и низов визейского ярусов: *Caninia cylindrica* Scoul., *Pustulapuxidiformis* K o n., *Dictyoclostus burlingtonensis* Hall, *Gigantopodus corrugatohemisphaericus* Vaugh., *Spirifer konincki* Dew., *Phillipsia gemmulifera* Phill. и др. По своему положению и возрасту слагающих ее известняков эта полоса является, по-видимому, продолжением полосы развития березовской свиты нижнего карбона. Не исключена возможность, что и часть развитых здесь эффузивов принадлежит к этой свите.

Более молодые отложения нижнего карбона, соответствующие визейскому и намюрскому ярусам, обнажены в описываемой северной части Орского района еще хуже. Поэтому следует отметить, что на продолжении полосы развития кизильской свиты Таналык-Суундукского района здесь находятся отдельные выходы и скопления щебня подобных же известняков и светлых опоковидных пород (представляющих отчасти типичные спонголиты). На продолжении же выходов гусихинской свиты располагаются скопления глыб и щебня плитняковых и окремельных известняков.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Отложения среднего карбона в западной части восточного склона Южного Урала пользуются значительно меньшим распространением, чем нижнекаменноугольные. Первые краткие указания на выходы здесь некоторых пород, отнесенных впоследствии к среднему карбону, имеются еще у Гофмана и Гельмерсена (1835) и затем у Мурчисона (1848). Более определенные сведения о среднекаменноугольных отложениях этой части Южного Урала были даны Меглицким и Антиповым в результате исследований 1854—1855 гг. Краткие сведения об отложениях среднего карбона затем были помещены в работах А. А. Штукенберга (1898) и М. Э. Янишевского (1904). Более подробное описание этих отложений и установление их стратиграфии было дано лишь значительно позже в работах Л. С. Либровича (1927, 1931, 1932, 1933, 1934, 1936, 1939, 1944, 1945, 1947, 1958), Г. И. Кириченко (1940), А. А. Петренко (1932), Л. М. Донаковой и Н. В. Струве (1959) и др.

В самой западной полосе рассматриваемой части Южного Урала, т. е. в пределах Придирендыкской депрессии, отложения, определенно принадлежащие к среднему карбону, еще неизвестны.

Главные полосы развития среднекаменноугольных отложений протягиваются восточнее хр. Ирендык, в районе верхнего течения р. Урала, где они располагаются внутри области развития нижнекаменноугольных отложений. Две западные полосы среднего карбона приурочены к Кизильской подзоне Яикской структурно-фациальной зоны, по схеме Л. С. Либровича (1936). Средний карбон здесь представлен самыми верхними кизильской свиты и покрывающей ее уртазымской свитой (Либрович, 1932, 1936 и др.).

Граница намюрского яруса нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона проходит, судя по составу фауны, внутри толщи Е кизильской свиты. К низам башкирского яруса среднего карбона должна быть отнесена та верхняя часть известняковой толщи Е кизильской свиты (см. выше), которая характеризуется не только появлением *Meekella* cf. *eximia* Eichw., *Choristites*(?) *baschkiricus* Van. и других новых элементов в фауне брахиопод, но и присутствием в разрезе р. Бол. Кизила (судя по новым сборам Л. М. Донаковой и опре-

делениям Л. С. Либровича) таких гониатитов, как *Branneroceras cancellatum* Bisat, *Bilinguites* cf. *superbilingue* Bisat, *Schartymites* cf. *barbotanus* Verp., *Stenopronorites uralensis* Кагр.

Выше этих известняков в разрезе по р. Бол. Кизилу залегает толща, сложенная мелкогалечными известняковыми конгломератами, песчаниками и светлыми известняками с *Profusulinella*, *Staffella?*, *Choristites?* sp. и др.; мощность этой толщи около 250 м. К низам этой же толщи, вероятно, принадлежат и те мелкогалечные конгломераты, которые, по данным Л. М. Донаковой (Донакова и Струве, 1959), содержат в цементе нижнебашкирского облика микрофауну с *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. compressa* Raus., *Ps. proozawai* Kir. и др.

По р. Худолазу в низах среднего карбона развиты фациально своеобразные маломощные глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с редкими прослоями песчаников, заключающие многочисленные остатки гониатитов: *Branneroceras cancellatum* Bisat, *Homoceratoides* cf. *divaricatum* Hind, *Bilinguites* cf. *superbilingue* Bisat (Донакова и Струве, 1959). Они покрываются здесь сланцами и аргиллитами. Более молодые отложения среднего карбона были выделены Л. С. Либровичем (1932, 1933, 1934, 1936) под названием уртазымской свиты. Лучшие обнажения этой свиты приурочены к району пос. Уртазымского и Покровского на р. Урале. В уртазымской свите этого района можно выделить, по Л. С. Либровичу, следующие главнейшие толщи (снизу вверх):

Толща А — зеленовато-серые известковистые песчаники с остатками *Fusulinidae*. Мощность около 200—300 м.

Толща В — серые, красноватые и зеленоватые известняки, нередко глинистые, песчаные или обломочного сложения, местами с подчиненными конгломератами, с кремневыми отложениями, нередко доломитизированные, переслаивающиеся с известковистыми песчаниками. Среди довольно богатой фауны толщи тут можно отметить: *Chaetetes radians* Fisch., *Syringopora*, *Rugosa*, *Dictyoclostus semireticulatus* Mart. var. cf. *hermosanus* Girty, *D. gruenewaldti* Krot., *Linoproductus* aff. *cora* d'Orb., *Choristites uralicus* Leb., *Ch.* cf. *priscus* Eichw. и *Choristites*, *Gastropoda*. Богатая микрофауна содержит: *Tetrataxis conica* Ehrenb., *Schubertella lata* Lee et Chen, *Pseudostaffella confusa* Lee et Chen, *P. sphaeroidea* Ehrenb., *Ozawainella angulata* Col., *Profusulinella librovitchi* Dutk., *Fusulinella bocki* Moell., *Fusulina cylindrica* Fisch., *Hemifusulina* cf. *minima* Schellw., *Fusiella typica* Lee et Chen и другие фораминиферы. В известковистых песчаниках встречаются также растительные остатки (*Calamites* sp.). Мощность толщи достигает 120 м.

Толща С — зеленовато-серые и фиолетово-серые известковистые песчаники и реже песчаные мелкообломочные известняки с подчиненными линзовидными пропластками конгломерата. Мощность около 180 м.

Толща D — серые известняки, по-видимому, с подчиненными глинистыми и песчаными породами. В известняках встречены: *Chaetetes* cf. *radians* Fisch., *Syringopora*, *Choristites* ex gr. *mosquensis* Fisch., *Tetrataxis* cf. *parviconica* Lee et Chen, *Fusulinella* sp., *Fusulina* sp. Мощность толщи около 160 м.

Таким образом, общая мощность уртазымской свиты, соответствующей, в основном московскому ярусу среднего карбона, достигает здесь 750 м.

Подобный же характер уртазымская свита сохраняет и в смежной, более южной части этой же полосы, как видно по исследованиям Г. И. Кириченко (1940) в Таналык-Суундукском районе. Эта свита там подстилается своеобразной толщей песчаников, конгломератов и слан-

цев с подчиненными (преимущественно в низах толщи) прослоями и линзами известняков и известковистых песчаников; общая мощность толщи оценивается Г. И. Кириченко приблизительно в 500—600 м. В известковистых песчаниках и сланцах местами встречаются довольно многочисленные, но сильно смятые гониатиты: *Proshumardites* sp., *Branneroceras* cf. *marianum* Verp., *Gastrioceras*? sp., *Homo* — *ceratoides* sp. и другая фауна, по-видимому, башкирского облика. Описываемая толща, включающая конгломераты с обломками известняков различного возраста (в последних встречена фауна визейского яруса нижнего карбона и франского яруса верхнего девона), налегает на более древние отложения, местами с ясными следами размыва. Г. И. Кириченко выделяет всю эту толщу как особую таналыкскую свиту, залегающую непосредственно выше известняков кизильской свиты.

Еще южнее, в северной части Орского района, нижнебашкирский возраст, по-видимому, имеют описываемые А. А. Петренко (1932) светлые опоквидные, иногда брекчиевидные породы с *Branneroceras* cf. *ruræ* Schmidt, а к уртазымской свите, вероятно, относятся конгломераты с галькой нижекаменноугольных известняков и отчасти кремней и песчаников, содержащих в цементе *Profusulinella* ex gr. *praecursor* Derjat, *Pseudoendothyra* ex gr. *bradyi* Moell. и другие фораминиферы, чередующиеся с песчаниками, содержащими *Profusulinella*, *Archaediscus* и ядра *Calamites* sp.

Более северо-западная полоса развития уртазымской свиты среднего карбона, изученная Л. С. Либровичем (1934, 1936), обнажается в основном по рекам Худолазу, Бол. Кизилу и Янгельке. По р. Худолазу в низах уртазымской свиты залегают конгломераты с гальками нижекаменноугольных известняков и серых и темных кремней, известковистые песчаники и известняки с *Bradyina nautiliformis* Moell., *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb., *Ozawainella* cf. *angulata* Col., *Profusulinella* sp., *Fusulinella* sp., *Fusulinella* cf. *bocki* Moell., *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Marginifera longispinus* Sow., *Linoproductus* aff. *Soga* d'Orb., *Enteletes* cf. *pantamera* Eichw. var. *uralica* Gor., *Spirifer striatus* Mart., *S.* aff. *praerectangulus* Schwet., *Choristites* cf. *myatschkowensis* Fred., *Ch.* cf. *uralicus* Leb., *Phricodothyris* cf. *lineata* Mart. и пр. Мощность этой толщи здесь равняется 230 м. Более высокие толщи среднего карбона представлены зеленовато-серыми известковистыми песчаниками с растительными остатками, конгломератами и известняками с *Bradyina nautiliformis* Moell., *Schubertella* cf. *lata* Lee et Chen, *Ozawainella* cf. *angulata* Col., *Profusulinella* sp., *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *Fusulinella* sp., *Fusulina* ex gr. *schelwieni* Staff, *Chaetetes radians* Fisch., *Syrinogopora* sp., *Rugosa*, *Rhipidomella* cf. *ichelini* l'E v., *Enteletes* sp., *Productus* cf. *concinus* Sow., *Choristites* cf. *myatschkowensis* Fred., *Choristites* sp. nov. и пр. Мощность этой серии пород достигает у р. Худолаза около 800 м.

Севернее, в разрезе по р. Бол. Кизилу, к низам уртазымской свиты могут быть отнесены известняковые конгломераты и отчасти известковистые песчаники с редкими остатками *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb., *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell. и ближе неопределимыми *Foraminifera*. Мощность этой преимущественно конгломератовой толщи достигает 240 м. Более высокие горизонты уртазымской свиты представлены известковистыми песчаниками, известняковыми конгломератами и подчиненными известняками с *Tetrataxis* sp., *Cribrostomum* sp., *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb., *Ozawainella angulata* Col., *Profusulinella* sp., *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *Rugosa*, *Rhipidomella* cf. *ichelini* l'E v., *Enteletes* sp., *Productus* cf. *concinus* Sow., *Margini-*

fera longispinus S o w., *Choristites* sp., *Gastropoda* и пр. Мощность этой плохо обнаженной серии достигает не менее нескольких сотен метров.

Для этого района уже давно было отмечено (Либрович, 1939) постепенное выклинивание по простирацию самых верхних горизонтов кизильской свиты, представляющее, по-видимому, следы их частичного и неравномерного размыва. Судя по новым данным о возрасте этих горизонтов (см. выше), указанный размыв происходил в основном в позднебашкирское или раннемосковское время.

По р. Янгельке среднекаменноугольные отложения представлены главным образом известняковыми конгломератами. Еще севернее, в районе Кременного лога и его окрестностей, по данным З. А. Богдановой (1937) и Л. С. Либровича (1939), к среднему карбону, по-видимому, принадлежит значительная часть толщи, сложенной внизу песчанистыми мергелями и известковистыми песчаниками мощностью до 750 м, выше — плотными фарфоровидными серыми известняками мощностью около 250 м и затем мергелями с *Protoschizodus nuculoides* M' C o y, *Anthraconeilo* sp., *Myalina* sp., *Pseudomonotis* sp. и редкими *Linoproductus* ex gr. *cora* d' O r b., *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* M a r t. К югу от Кременного лога подземными выработками были вскрыты сходные мергели с остатками пелеципод (*Sanguinolites*) среднекаменноугольного облика с довольно значительными залежами гипса.

В более восточной Магнитогорской подзоне Яикской структурно-фациальной зоны отложения среднего карбона представлены фациально своеобразной кордаиловской свитой.

Кордаиловская свита, выделенная Л. С. Либровичем (1933, 1934, 1936), отличается от уртазымской развитием среди известняков темных битуминозных их разновидностей и отсутствием грубых конгломератов. Среди макрофауны в кордаиловской свите в отличие от уртазымской, уже резко преобладают пелециподы, гастроподы и цефалоподы и относительно редки брахиоподы и кораллы; кроме того, известковистые песчаники этой свиты богаты растительными остатками.

В северной части полосы развития кордаиловской свиты, т. е. севернее 52° с. ш., в ней могут быть выделены, по исследованиям Л. С. Либровича (1936), две главнейшие толщи:

Толща А — темные или почти черные известняки нередко обломочного сложения и иногда со стяжениями черного кремня с *Tetrataxis conica* E h r e n b., *Archaediscus* sp. *Pseudoendothyra* ex gr. *struweii* M o e l l., *Ozawainella* ex gr. *angulata* C o l., *Profusulinella* sp., *Fusulinella* ex gr. *bocki* M o e l l. и др. Мощность около 250 м.

Толща В — чередование зеленовато-серых известковистых песчаников и темных битуминозных известняков, имеющих нередко обломочное сложение и переходящих местами в мелкогалечные конгломераты. Среди разнообразной фауны этой толщи здесь можно отметить: *Ozawainella angulata* C o l., *Pseudostaffella sphaeroidea* E h r e n b., *Profusulinella parva* L e e et C h e n, *P.* ex gr. *giraudi* D e p r a t, *Fusulinella fluxa* L e e et C h e n. Фораминиферы, *Chaetetes* cf. *radians* F i s c h., довольно редкие *Rugosa*, *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* M a r t., *Linoproductus* ex gr. *cora* d' O r b., *Cnoristites* cf. *priscus* E i c h w. и другие брахиоподы и нередко многочисленные *Gastropoda*, *Pelecypoda*, *Huanghoceras postcostatum* B i s a t, *Domatoceras* cf. *mosquense* T z w e t., *Stenopronorites karpinskii* L i b r., *Phanerocheras* sp. nov., *Syngastrioceras orientale* V i n, *Gastrioceras* cf. *listeri* M a r t., *Trigonogastrioceras uralicum* L i b r. и другие цефалоподы. Среди остатков флоры встречены *Calamites Cistii* B r o n g, *C. Suckowii* B r o n g n. Мощность толщи более 450 м.

Таким образом, общая мощность кордаиловской свиты достигает 700 м. По возрасту она является приблизительно синхронной уртазымской свите, но существенно отличается от последней как в литологическом, так и в фаунистическом отношении, что и заставляет рассматривать ее как самостоятельную свиту.

Подобный же характер отложения кордаиловской свиты имеют, по данным Г. И. Кириченко (1940), и южнее, в Таналык-Суундукском районе. Далее на юг, в северной части Орского района, по данным А. А. Петренко (1932), имеются незначительные выходы и высыпки щебня более или менее сходных известняков и известковистых песчаников с *Pseudostaffella sphaeroidea* E h e n b. и другими фузулинидами и брахиоподами среднекаменноугольного возраста. К низам среднего же карбона здесь могут быть отнесены (см. выше) и некоторые светлые кремнистые породы, содержащие местами остатки гониатитов *Branneroceras* cf. *ruræ* S c h m i d t и др.

Общий характер описанных выше среднекаменноугольных отложений показывает, что они по своим фациально-литологическим признакам в целом существенно отличаются от пород верхов нижнего карбона. Действительно условия для накопления чистых известковых осадков в среднекаменноугольную эпоху здесь сохраняются в основном лишь в начале башкирского века. Позднее такие осадки в эту эпоху получают меньшее распространение. Существенное значение приобретают осадки песчаные и глинистые, содержащие лишь примесь известкового материала. При этом значительной мощности местами достигают грубые конгломераты с преобладающим материалом из нижнекаменноугольных известняков. На севере, по-видимому, к этой же эпохе относится образование гипсоносных осадков лагунного типа.

Отмеченный выше фациальный характер среднекаменноугольных отложений говорит о проявлении в эту эпоху значительных и, по-видимому, неоднократных вертикальных тектонических движений, которые сопровождались местами более или менее глубоким разрывом ранее отложенных толщ. Как видно из приведенных выше разрезов среднего карбона, эти движения и связанные с ними размыты были приурочены в описываемой части Южного Урала в основном к позднебашкирскому или раннемосковскому времени. В связи с этим необходимо отметить, что новейшие заключения Л. М. Донаковой и Н. В. Струве (1959) о том, что «везде, по-видимому, между нижним и средним карбоном наблюдается перерыв, отвечающий большей части или всему башкирскому ярусу, а на юге района — и всему верхнему намюру при отсутствии ясно выраженного несогласия», недостаточно согласуются с фактами. В действительности выходы морских, в значительной степени карбонатных отложений башкирского яруса (нижней его части, а местами, возможно, и верхней) установлены в разных пунктах на протяжении рассматриваемой части восточного склона Южного Урала от северной границы Башкирии и до северной части Орского района включительно. Все это указывает на отсутствие перерыва в накоплении осадков как на самой границе нижнего и среднего карбона, так и в начале башкирского века. Отсутствие на юге фаунистических данных об отложениях верхов намюрского яруса не может служить достаточным основанием для заключения о перерыве в накоплении осадков в позднем намюре, так как верхненамюрские отложения здесь вполне могли быть размыты непосредственно перед отложением (или во время отложения) грубообломочных осадков среднего карбона.

Быстрая фациальная изменчивость среднекаменноугольных отложений как в пространстве, так и во времени и большое развитие в их составе песчаных и грубообломочных осадков говорят о продолжавшемся

здесь в это время резком и, по-видимому, неравномерном поднятии местности, приведшем к полному отступанию моря, может быть, уже к началу позднекаменноугольной эпохи. Достоверные осадки верхнего карбона здесь, как и в других районах восточного склона Урала, пока неизвестны.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА В ГРАНИЦАХ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Каменноугольные отложения в восточной части восточного склона Южного Урала Оренбургской области пользуются широким, но не повсеместным распространением. В западной части рассматриваемой площади находится обширная структура Магнитогорского синклинория. В восточной части ее расположен Восточно-Уральский антиклинорий. В условиях залегания и строения разрезов карбона, приуроченного к этим двум крупнейшим тектоническим структурам, наблюдаются существенные различия. В то время как в области Магнитогорского синклинория каменноугольные отложения занимают обширные площади непрерывного развития с линейно вытянутыми синклинальными складками, в области Восточно-Уральского антиклинория они локализируются на сравнительно ограниченных, изолированных друг от друга площадях, носящих характер мелких синклинальных и брахисинклинальных складок. Некоторые различия в строении разрезов карбона наблюдаются даже в пределах самого Магнитогорского синклинория. В западной, наиболее погруженной части синклинория, судя по Кизило-Уртазымскому району, отмечается более полный разрез нижнего и среднего карбона с эффузивно-вулканогенной толщей березовской свиты в его основании (Либрович, 1936). В восточной части, известной под названием Сувундук-Кумакского прогиба (Петренко, 1949), наблюдается сокращенный разрез карбона, представленного к тому же в своих нижних частях по преимуществу терригенными, местами с признаками углепроявлений, гумидными фациями.

В разрезах карбона, расположенных в разных участках Суундук-Кумакского прогиба, отмечается сплошное распространение нижнего карбона, включающего ряд свит и подсвит турнейского, визейского и частью намюрского ярусов.

Наиболее полный разрез этих отложений хорошо прослеживается на самом южном окончании данного прогиба, в пределах Кумак-Акджарской структуры, а для угленосных фаций — на Домбаровском каменноугольном месторождении (Петренко, 1939, 1941, 1942, 1949).

Турнейский и визейский ярусы. Отложения этих ярусов наблюдаются в береговых обрывах р. Кумака, у места впадения в нее левого притока р. Акджара и правого притока р. Караганды-сайя. В разрезах по р. Кумаку выделяются две довольно устойчивые части турнейского яруса. Нижняя, соответствующая континентальному этапу осадконакопления, состоит из чередования конгломерато-песчаниковых и эффузивно-вулканогенных пород, а верхняя характеризуется преобладанием морских и прибрежно-морских мелководных фаций, содержащих фауну и редкую флору. Этим двум толщам на Домбаровском каменноугольном месторождении отвечает угленосная толща, залегающая на эффузивно-вулканогенных образованиях силуро-девона и среднего и верхнего девона с горизонтом базальных конгломератов в основании.

В разрезе угленосной толщи Домбаровского месторождения выделяются: 1) горизонт базальных подугленосных конгломератов, 2) домбаровская угленосная свита и 3) кугутыкская надугленосная свита.

Горизонт подугленосных конгломератов наблюдается на восточном и западном крыльях Домбаровской синклинальной структуры. На последнем из них развиты грубогалечные конгломераты, переходящие в нижних частях в галечно-валунные конгломераты, с галькой из миедалекаменных эффузивов, кремнистых яшмовидных зеленых сланцев, красных яшм, диоритов, плагиогранитов, известняков, туфов, туфосланцев, аркозовых песчаников и др. В цементе конгломератов преобладают кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники, реже алевролиты и алевропелиты. В гальках конгломератов восточного крыла структуры преобладают вторично измененные пиритизированные кварциты, с псевдоморфозами по пириту, окварцованные туффиты, порфиры, алевролиты, кварцевые песчаники, граниты, пегматиты и другие, сцементированные глинисто-хлоритовым или кварцево-хлоритовым материалом. В них содержатся линзовидные прослой аркозовых песчаников с серицитовым цементом. Конгломераты связаны постепенными переходами с вышележащими полимиктовыми песчаниками домбаровской угленосной свиты. Мощность 80—100 м.

Домбаровская угленосная свита сложена зеленовато-серыми, темно-серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками кварцевого, полимиктового, аркозового и туфового состава, с хлоритовым, известково-хлоритовым, кварцево-серицитовым, глинистым и глинисто-углистым цементом. Они переслаиваются с алевролитами, алевропелитами, аргиллитами, углисто-глинистыми и углистыми сланцами, пластами и прослоями антрацитовых углей, в сопровождении сидеритовых и кремнисто-кальцитовых конкреций и стяжений, изредка натечного характера известняков. В тектонически нарушенных участках алевролиты и аргиллиты носят характер кварцево-серицитовых, углисто-кремнистых, углисто-графитистых сланцев и филлитов.

В песчаниках, алевролитах и аргиллитах содержится многочисленная турнейская флора и редкая нижневизейская фауна брахиопод, пелеципод и гониатитов. К первой из них относятся: *Lepidodendron acuminatum* Georr., *L. glincanum* Eichw., *Sphenopteridium bifindium* Lindl. et Hutt., *S. keilhau* Nath., *Sphenophyllum subtenerimum* Nath., *Stigmaria ficoides* Gron., *Bothrodendron* sp., *Helenia* sp. и др.

Свита сопровождается маломощными покровами диабазов и серией пластовых и жильных образований из гранит-порфиров, сиенит-порфиров, гранит-аплитов, лампрофиров, диабазов, кварца и пр. Мощность 1000 м.

За пределами месторождения домбаровской свите, возможно, соответствует неугленосная кумакская свита с флорой того же видового состава, что и в домбаровской свите. К верхним частям кумакской свиты приурочена пачка диабазов, спилитов, порфиров и их туфов. Общая мощность кумакской свиты колеблется в пределах 250—450 м. В разрезе по р. Тюлькубаю домбаровской свите, видимо, отвечает толща переслаивающихся черных алевролитов и аргиллитов с подчиненными им прослоями песчаников и пачкой криноидных известняков. Мощность 310 м.

Аналоги кумакской безугольной свиты Кумакского разреза более полно представлены в северной части Суундук-Кумакского прогиба, где по р. Акджару, правому притоку р. Суундука, примерно в 70—75 км к северу от р. Кумака, выступают отложения акджарской толщи. Последняя залегает несогласно, с размывом на эффузивно-вулканогенных образованиях девона, силура, местами допалеозоя с развитием в ее основании горизонта базальных известковистых конгломератов и кремнисто-кварцитовых брекчий. В неизмененных или слабо измененных песчаниках, алевролитах и аргиллитах, слагающих толщу, А. А. Пет-

ренко были собраны растительные остатки почти того же видового состава, что и на Домбаровском месторождении: *Lepidodendron acuminatum* Goerr., *L. glincanum* Eichw., *Asterocalamites scrobiculatus* Schl., *Stigmaria ficoides* Sternb., *Adiantites tenuifolia* Goerr.

Подобно домбаровской свите, в акджарской толще имеются пластовые залежи кварцевых порфиров, диабазов, нередко измененных до стадии эпидиабазов и амфиболитов. Мощность 700 м. Примерно в 15—20 км к северу от приведенного выше разреза приустьевой части р. Акджара и бассейна р. Суундука в аналогичных безугольных фациях присутствуют отложения, выделенные О. Л. Эйнором (1953) как бриентская свита, сопоставляемая им с верхами безозовской свиты Кизило-Уртазымского района.

В области Восточно-Уральского антиклинория (Петренко, 1949) вероятным аналогом домбаровской угленосной свиты является толща терригенных неугленосных фаций, распространенных в пределах Ушкатиинской полосы карбона в районе Кумакских золотых приисков, в окрестностях пос. Аниховского и др.

Кугутыкская надугленосная свита. В разрезе Домбаровского месторождения эта свита связана постепенными переходами с нижележащей домбаровской свитой. В разрезе кугутыкской свиты преобладают известковистые глинистые и хлоритизированные кварцевые и полимиктовые песчаники, с редкими прослоями конгломератов и конгломерато-брекчий. Они переслаиваются с алевролитами и алевропелитами, глинистыми, кремнисто-глинистыми, глинисто-известковыми, реже углистыми сланцами, с редкими пластами и прослоями антрацитовых углей. Свита сопровождается окремнелыми брекчиевидными известняками, мергелями, многочисленными конкрециями и стяжениями мергелистых или опоковидных известняков, гнездами ожелезненного кварца и пр.

Во всех разновидностях пород, но особенно среди мергелистых и известняковых конкреций содержится довольно богатая и разнообразная фауна: *Muensteroceras complanatum* Kon., *Gattendorphia uralica* Libr., *Pericyclus* aff. *blairi* Mill. et Garl., *P. divisus* Kon., *Protocanites lyouni* M. et W., *Pustula pyxidiformis* Kon (?), *Rugosochonetes hardensis* Phill., *Brachythyris suborbicularis* Hall., *Tylothyris* ex gr. *laminosus* M'Coу, *Lamellispirifer novomexicanus* Mill., *Spiriferina octoplicata* Sow., *Amplexus* cf. *coralloides* Sow., *Caninophyllum* ex gr. *patulum* Mich., *Camarothoechia* ex gr. *pleurodon* Phill., *Schellwienella planumbona* Well., *Phricodothyris lineata* Mart, *Retzia radialis* Phill. (?), *Lingula* sp., *Edmondia tenuilineata* Kon (?), *Bellerophon* sp., *Euomphalus* sp., *Fenestella* cf. *taidonica* Nekh., *F. plebeja* M'Coу, *F. kiselensis* Nikif. Из растительных остатков, встречающихся значительно реже, чем фауна, заслуживают упоминания: *Lepidodendropsis pulchellus* (Zal.) Tschirk., *L. fusiformis* Tschirk., *Lepidodendron veltheimianum* Stur., *Sphenopteridium keilhau* Nath., *Sphenophyllum tenerrimum* Etting., *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth., *A. equisetiformis* Schloth., *Sphenopteris foliolata* Stur., *Bothrodendron* sp., *Asterophyllites* sp. и др. Мощность 400—500 м.

В Кумакском разрезе описанной кугутыкской свите, по-видимому, отвечает бустандыкская безугольная свита, представленная темно-серыми и серыми неравномерно слоистыми известняками, местами криноидными, с прослоями в верхних частях свиты мергелей, алевролитов, аргиллитов, реже мелкозернистых алевропелитовых песчаников.

В прослоях известняков и мергелей содержится богатая и разнообразная фауна: *Daviesiella comoides* (Sow.), *Chonetes gigantea* Fred., *Ch. magna* Rot., *Pustula pyxidiformis* Thom., *Gigantoproductus mirus*

Fred., *Phipidomella michelini* L'E., *Sublonsdaleia intermedia* Liss., *Campophyllum amplexoides* Stuck, *Syringopora conferta* Keys., *Diphyphyllum colamiforme* Ludw., *Bairdia subaequalis* Geis., *Paraparchites okeni* (Münst.), фораминифер, пелеципод и др. Мощность 354—400 м.

В области Восточно-Уральского антиклинория аналоги кугутыкской надугленосной свиты представлены обломочными или туфогенно-осадочными фациями, развитыми в пределах Ушкаттинской полосы карбона, а также в районе Кумакских золотых приисков и далее на восток, в области Урало-Тобольского водораздела у пос. Аниховского и оз. Джалтры-Куль. В последних двух участках преобладают известковистые полимиктового и аркозового состава песчаники, туфоалевролиты, пелитовые туффиты, известково-кремнистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, редко прослри и линзы известняков. По р. Кумаку, у места впадения в нее р. Акджара и Караганды-сая, на южном окончании Суундук-Кумакского прогиба (Кумак-Акджарская полоса карбона) развиты, считая снизу вверх, известняково-песчанистые отложения безугольной карагандысайской свиты и известняковые отложения кумак-акджарской свиты.

Карагандысайская свита. Верхние части этой свиты наиболее хорошо обнажены на левом берегу р. Кумака; вдоль правобережного безымянного притока р. Акджара. Для низов карагандысайской свиты характерно преобладание грубослоистых известняков с мощностью отдельных прослоев от 1,5 до 5—10 м, перемежающихся с алевропелитовыми и алевропсаммитовыми песчаниками, мергелями, глинистыми и слюдисто-глинистыми сланцами. В верхних частях свиты прослой известняков замещаются их мергелистыми разновидностями, чередующимися с алевропсаммитовыми песчаниками, глинистыми и мергелистыми сланцами. В прослоях песчаников и глинистых сланцев содержатся растительные остатки, а в известняках и мергелистых сланцах — фауна.

Для фаунистического комплекса карагандысайской свиты характерно сочетание брахиопод, редких кораллов и микрофауны, включающей: *Pustula pyxidiformis* Thom., *Echinoconchus* aff. *punctatus* Mart., *E. elegans* McCoy, *Athyris* cf. *asinuata* Liss., *Chonetes magna* Rot., *Schellwienella gigantes* Rot., *Schizophoria* aff. *resupinata* Mart., *Spiriferina* cf. *octoplicata* Sow., *Camarthoecchia* sp. *Lithostrotion caespitosum* Mart., *Endothyra crassa* Brady, *E. similis* Raus et Reitl., *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *Archaediscus krestownikowi* Raus. Мощность 400 м. Указанная фауна свидетельствует о том, что данная свита относится к визейскому ярусу и не древнее его среднего отдела. Аналоги карагандысайской свиты в пределах того же Суундук-Кумакского прогиба развиты по р. Джусе в 30—35 км к северу от долины р. Кумака, где выступают зеленовато-желтоватые окремелые мергели, содержащие прослой черных кремнистых сланцев, четковидные залежи красно-бурых железняков, натечных образований марганца и пр. В мергелях содержится мелкая фауна: *Chonetes* sp., *Spirifer* sp., кораллов, гастропод, обломков члеников криноидей и пр. Видимая мощность 280—300 м.

В области Восточно-Уральского антиклинория с карагандысайской свитой условно сопоставляются горизонты, представленные кварцитами (р. Ушкатты в 18—20 км восточнее Домбаровского месторождения), мраморизованными известняками и мраморами (р. Кумак), а в районе Кумакских золотых приисков — грубогалечными конгломератами.

Кумак-акджарская свита. Выходы свиты приурочены к центральной, осевой части Суундук-Кумакского синклиналиного про-

гиба. Наиболее полный разрез ее отложений наблюдался (Петренко, 1939, 1941, 1949, 1956) по р. Кумаку у места впадения в нее р. Акджара и в обрыве правого берега последней. По полноте разреза, стратиграфическому соотношению ее с нижележащей карагандысайской свитой кумак-акджарская свита может приниматься в качестве типичной верхневизейской известняковой морской фации, пользующейся широким распространением в восточной части восточного склона Южного Урала.

Слагается свита серыми и светло-серыми, реже темно-серыми брекчиевидными неслоистыми или мелкослоистыми, сильно трещиноватыми известняками, охарактеризованными богатой и разнообразной фауной. В комплексе последней наблюдается преобладание брахиопод, кораллов и микрофауны, включающей: *Gigantoproductus giganteus* Mart., *G. maximus* М'С оу., *G. latissimus* Mart., *P. (Linoproductus) hemisphaericus* Sow., *Productus productus* (Mart.), *Striatifera striata* Fisch., *Chonetes lebedevi* Rot., *Ch. papilionacea* Phill., *Athyris variabilis* Möll., *Spirifer trigonalis* Mart., *Schizophoria resupinata* Mart., *Lithostrotion* cf. *irregulare* Phill., *Palaeosmilla murchisoni* E. H., *Eodothyra globosus* (Eichw.), *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reittl. и др.

Некоторые из брахиопод, как, например, *Gigantoproductus*, *Striatifera*, *Athyris*, образуют банковые скопления или горизонты ракушняков. Мощность свиты 300 м. Кумак-акджарская свита в более северных частях Суундук-Кумакского прогиба, судя по разрезам по рекам Джусе и Джаман-Акджару, характеризуется трансгрессивным залеганием на размытой поверхности известняков турнейского яруса, либо эффузивно-вулканогенных образований среднего и верхнего девона.

В разрезе по р. Урус-Кискану в кумак-акджарской свите преобладают серые или светло-серые окремнелые и доломитизированные известняки и мраморы, изредка с прослоями известковистых песчаников. В известняках содержится довольно разнообразная фауна из брахиопод, кораллов, гастропод, трилобитов и хорошо сохранившихся стеблей криноидей: *Gigantoproductus* ex gr. *maximus* М'С оу., *Dictyoclostus* cf. *hindi* M. Wood., *Schizophoria* cf. *resupinata* Mart., *Pugnax acuminata* Mart., *Lithostrotion* cf. *irregulare* Phill., *Syringopora ramulosa* Goldf. К основанию свиты приурочен горизонт базальных конгломератов мощностью до 70 м, обнажающихся примерно в 2 км к северу от Беркугина аула на р. Урус-Кискане. По характеру встреченной в поименованных выше разрезах фауны кумак-акджарская свита относится к середине и верхам визейского яруса. Мощность свиты колеблется от 240—360 до 628 м.

Намюрский ярус. Отложения намюрского яруса в пределах описываемой территории Оренбургского Урала пользуются довольно ограниченным распространением. Как правило, они тесно связаны с верхами визейского яруса и отличаются от них лишь по характеру фауны. В качестве типового разреза для рассматриваемых отложений могут быть указаны известняки восточного крыла северной части Урус-Кисканской синклинальной структуры. К основанию этих известняков приурочены окремнелые, сильно битуминозные трещиноватые разновидности, содержащие угловатые обломки сланцев. Подобного рода известняки Н. П. Херасковым и М. П. Осадчуком наблюдались к юго-западу от долины р. Байтука, на вершине гряды. В известняках, выступающих вблизи старой Павловской дороги, ими обнаружена фауна: *Marginifera schartimiensis* Jan., *Canocrinella undata* Defr., *Krotovia karpinskiana* Jan., *Derbyia regularis* Wood.(?), *Glyphioceras?* cf. *dia-*

dema Vern. (Goldf.), *Orthoceras* cf. *laterale* Kon., *Spirifer baschkiricus* Jan., *Schuchertella tomskiensis* Jan., *Conocardium rostratum* Mart., принадлежащая к середине или верхам намюрского яруса. Условно эти известняки могут сопоставляться с гониатитовыми слоями р. Шартымки.

В другой синклинальной структуре, в разрезе правого берега р. Суундука, в приустьеовой части р. Кайраклы, к северу от аула Ембеткина, О. Л. Эйно́р (1953) выделил в составе намюра две части: нижнюю, представленную мергелистыми, местами криноидными известняками, и верхнюю, сложенную загрязненными известняками с подчиненными кремнистыми сланцами, песчаниками и редкими углистыми сланцами. В нижней части содержится многочисленная брахиоподовая, частью коралловая фауна: *Plicatifera plicatilis* Sow., *Proboscidella ermineus* Kon., *Marginifera schartimiensis* Jan., *Derbyia* cf. *depressa* Dem., *Spirifer baschkiricus* Jan., *S. grünealtdianus* Jan., *Phricodothyris lineata* Mart. (?), *Zaphrentis* ex gr. *delanouei* Ed. et H. Мощность 300—350 м.

Намюрские отложения, представленные морскими фациями, известны в Брединском и Кизило-Уртазымском районах, в последнем из которых Л. М. Донакова и Н. В. Струве (1959) выделяют два подъяруса: нижненамюрский и верхненамюрский. Мощность 300—600 м.

В крайних юго-восточных частях Оренбургского Урала в отличие от приведенных выше разрезов северо-восточных его частей намюрские отложения, судя по Шотинской синклинальной структуре (Петренко, 1941), не образуют постепенных переходов с нижележащими отложениями верхов визейского яруса, а трансгрессивно залегают на размывтой поверхности древних метаморфических толщ докембрия, с горизонтом базальных конгломератов в основании.

Отложения среднего карбона в отличие от нижнекарбонных образований восточной части восточного склона Оренбургского Урала залегают крайне ограниченным распространением. Эти отложения залегают повсеместно на размывтой поверхности различных частей нижнего карбона с горизонтом базальных конгломератов в основании. В пределах Суундук-Кумакского прогиба они с достоверностью не установлены. В южных районах Восточно-Уральского антиклинория отложения среднего карбона представлены по преимуществу континентальными сероцветными или красноцветными фациями.

Условно с ними сопоставляется айдырлинская свита, выделенная в 1945 г. Н. П. Херасковым, М. П. Осадчуком, В. Н. Разумовой в пределах Айдырлинских месторождений никеля. В более южных частях Восточно-Уральского антиклинория, к юго-востоку от Домбаровской синклинальной структуры, среднекаменноугольные отложения охарактеризованы мощными терригенными толщами, характерными для межгорных прогибов.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ОБЩИЙ ОБЗОР

Пермские отложения занимают обширную территорию в западных районах Башкирии и Оренбургской области. Морские нижнепермские породы участвуют в строении западного склона Урала, образуя особенно широкую полосу в Оренбургской области. Кроме того, они выходят на поверхность на Уфимском плато и вдоль Шиханского поднятия. Лагунные нижнепермские осадки узкой полосой ограничивают с запада складчатую зону, но наибольшим распространением пользуются в пределах Предуральского прогиба. Верхнепермские породы широко раз-

виты в той же полосе и в более западных частях Башкирии и Оренбургской области, однако на юге они на широких площадях скрыты под мезозойскими образованиями. Разрезы пермских отложений вскрыты многими скважинами в районах нефтяных месторождений.

Пермскую систему принято подразделять на два отдела: нижний и верхний. Разработка стратиграфии этих отделов была сопряжена с большими трудностями, так как пермские породы на всем своем протяжении представляют необычайно сложный в литологическом отношении и фациально изменчивый комплекс. Однако успехи последних лет в деле изучения палеонтологических остатков, особенно аммонитов, фораминифер, позволили создать новую, хорошо разработанную стратиграфическую схему морских нижнепермских осадков. Сложнее обстоит дело с кунгурскими и верхнепермскими породами, среди которых большую роль играют континентальные свиты. Но и здесь детальные исследования, подкрепленные в некоторых районах глубоким бурением и изучением фауны остракод, способствовали корреляции разрезов. Морские казанские отложения, охарактеризованные брахиоподами и моллюсками, служат хорошим опорным горизонтом. Остатки позвоночных животных и остракод, находимые все в большем количестве в континентальных свитах, также играют существенную роль при разработке стратиграфической схемы и корреляции разрезов.

В состав нижнепермского отдела входят четыре яруса: ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский. В основании разреза этого отдела выделяется толща осадков, охарактеризованных своеобразным комплексом аммонитов, фузулинид и других беспозвоночных. На западном склоне Урала и Предуральском прогибе эта толща подразделяется на два яруса: ассельский и сакмарский. По фузулинидам ассельский ярус отвечает швагериновому горизонту (зона с *Schwagerina moelleri* R a u s.), а сакмарский — тастубскому (зона с *Pseudofusulina moelleri* S c h e l l w.), и стерлитамакскому (зона с *Pseudofusulina urdalensis* R a u s.). К артинскому ярусу относится вышележащая толща осадков, состоящая из двух подъярусов: актагинского (нижнеартинские отложения) и байгенджинского (верхнеартинские отложения). В схеме, разработанной по фузулинидам, первому из них отвечают бурцевский и иргинский горизонты, а второму — саргинский горизонт. К кунгурскому ярусу относятся отложения, в разрезе которых большое значение имеют хемогенные осадки.

В состав верхнепермского отдела входят три яруса: уфимский, казанский и татарский. Отложения уфимского яруса подразделяются на горизонты: камышинский, бураевский, чекмагушевский. Казанский ярус расчленен на два подъяруса: нижеказанский и вышеказанский. Причем в этом ярусе отмечаются два типа разрезов: первый — в нижней части с морскими, а в верхней части с лагунными и лагунно-континентальными отложениями и второй, характеризующийся в основном континентальными отложениями. Татарский ярус представлен континентальной толщей, подразделенной на свиты, характеризующиеся фауной пресноводных остракод.

Морские ассельские, сакмарские и артинские отложения испытывают весьма резкие фациальные изменения с востока на запад. Для них характерны следующие основные фациальные зоны:

1. Зона мощных терригенных осадков. Литогенез происходил здесь в условиях медленного прогибания дна неглубокого моря при компенсирующей седиментации. Мощность осадков на востоке, в центральной полосе передового прогиба, достигает 3500 м, но к западу уменьшается до 900—600 м.

2. Зона маломощных карбонатно-глинисто-кремнистых осадков. В нижней части разреза преобладают органогенно-обломочные известняки, а в верхней — глинистые породы, представляющие результат седиментации самой последней (остаточной), наиболее тонкой фракции терригенного материала, поступавшего со стороны восточной горной страны. Мощность осадков не превышает 200 м, а в некоторых местах даже значительно меньше. Так как в этой зоне прогибание не компенсировалось седиментацией, то глубина моря постепенно возрастала (возможно, до 1000 м).

3. Зона рифов. Здесь развиты мощные светлые ассельские, сакмарские и нижнеартинские известняки, происхождение которых связано с жизнедеятельностью организмов — мшанок, гидрактиниод, губок, водорослей и др. Верхнеартинские осадки имеют совершенно иной характер; они представлены карбонатно-глинистыми породами, лежащими несогласно на различных более древних горизонтах. Суммарная мощность достигает 1200 м. Образование известняков происходило в условиях медленного прогибания дна при компенсирующей седиментации.

4. Зона слоистых органогенных известняков. Рифогенные известняки в западном направлении постепенно переходят в слоистые органогенно-детритусовые известняки и доломиты. На крайнем западе среди них появляются прослой ангидритов. Органические остатки представлены главным образом фораминиферами (особенно штаффеллами) и кораллами. Море, в котором происходило образование этих пород, было неглубоким, т. е. общее опускание здесь также компенсировалось седиментацией. Мощность осадков, достигающая вблизи рифовой зоны 850 м, к западу быстро уменьшается: до 450 м в районе Стерлибашева и 180 м в районе Туймазы. Это связано с постепенным замедлением погружения платформы по мере удаления от передового прогиба.

Кунгурские отложения также резко изменяются с востока на запад, причем их литологические и фациальные особенности зависят не только от влияния восточной горной страны, но и от наличия своеобразной Пермской депрессии, которая сформировалась в зоне маломощных осадков к концу артинского века. Для кунгурских отложений типичны следующие основные фациальные зоны:

1. Зона терригенных осадков. Можно лишь предполагать о ее существовании в прошлом, так как соответствующие осадки повсеместно размыты, и только к югу от р. Урала наблюдается разрез, в котором артинские породы переходят непосредственно и без перерыва в красноцветные отложения, не отделимые от уфимского яруса. Мощность неизвестна.

2. Зона терригенно-сульфатных осадков, протягивающаяся вдоль восточного борта депрессии. Здесь в разрезах наряду с песчано-глинистыми отложениями наблюдаются толщи ангидритов и гипсов. Мощность кунгура без уфимской свиты достигает 400 м.

3. Зона соленосно-сульфатных осадков. Отличительной особенностью этой зоны, которая занимает центральные части депрессии, является огромное накопление каменной соли в нижней части толщи и сульфатных пород (ангидритов и гипсов) — в верхней. Мощность хемогенной части кунгура увеличивается здесь до 1500—2000 м. Однако над рифогенными массивами соленосный горизонт, как правило, отсутствует, вследствие чего мощность уменьшается до 400 м. Кроме того, местами наблюдается замещение хемогенных осадков терригенными (аллакаевский тип разреза). Таким образом, максимальное накопление кунгурских отложений наблюдается в зоне минимальных мощностей сакмарско-артинского комплекса.

4. Зона карбонатно-сульфатных осадков. Соленосные породы на западном борту депрессии выклиниваются и замещаются сперва ангидритами (аллагуватовский тип разреза), а затем — известняками и доломитами (покровско-рязановский тип разреза). Мощность кунгура уменьшается при этом до 500—550 м. Еще дальше к западу наблюдается все большее обогащение разрезов доломитами тонкозернистыми, мелкокомковатыми и оолитовыми (туймазинский тип разреза). По мере продвижения в глубь платформы мощность отложений резко уменьшается (до 150 м в районе Туймазы и до 70—135 м в районе Бугуруслана).

Хемогенные осадки кунгура перекрыты переходной толщей и далее верхнепермскими отложениями, представленными уфимским ярусом, образованным грубыми карбонатно-терригенными красноцветными породами. Условия накопления уфимских отложений были весьма сложными, особенно в зоне Предуральяского прогиба. Они выполняли здесь изолированные впадины, возникавшие во время седиментации в результате выжимания пластичных пород кунгура. Наблюдаемые наклоны уфимских слоев, как правило, не соответствуют истинному тектоническому положению толщи. В зависимости от этого и от мощности они кажутся необычайно большими (до 7—8 км), а в действительности едва ли превышают 1500 м. Западнее депрессии мощности резко убывают до 300 м (в районе р. Салмыша) и более.

Отложения казанского и татарского ярусов весьма изменчивы на всем протяжении. Однако в широком плане они легко распадаются на две зоны: восточную и западную, с особыми фаціальными условиями и своеобразными типами разрезов.

1. Зона мощных карбонатно-терригенных осадков. В этой зоне, захватывающей Предуральский прогиб и восточный край платформы, морские отложения отсутствуют. Разрезы представлены песчано-глинистыми красноцветными отложениями, местами с конгломератами, часто со скоплениями пресноводных известняков. На востоке мощности, по некоторым данным, превышают 2000 м, но к западу уменьшаются до 800 м.

2. Зона маломощных карбонатно-терригенных осадков расположена западнее предыдущей. Здесь в нижней части разрезов присутствуют морские, а в верхней — лагунно-континентальные и континентальные отложения. Суммарная мощность осадков колеблется в пределах 550—350 м.

Пермские отложения богаты различными полезными ископаемыми. Нефтяные месторождения, связанные с пермскими отложениями, имеют большое значение. Промышленные скопления нефти наблюдаются в сакмарских и артинских отложениях в зоне мощных терригенных отложений (Актюбинский район), в зоне рифов (Ишимбайский район), в тех же отложениях депрессионной зоны (Карлы, Қинзебулатово) и в нижнеказанских отложениях западной зоны (Бугурусланский район). Во всех случаях нефтеносными являются карбонатные породы, а в Актюбинском и Бугурусланском районах — песчаники. Яркие признаки нефти имеются и во многих других местах. Поэтому есть все основания предполагать, что планомерное развертывание разведочных работ приведет к открытию новых месторождений нефти.

Горючие сланцы известны в артинских отложениях Северной Башкирии.

Соли, каменная и калийная, связаны главным образом с кунгурскими отложениями. С давних пор разрабатывается Соль-Илецкое месторождение каменной соли. В районе г. Стерлитамака каменная соль используется для производства соды. Сакмаро-артинские известняки

шиханов у г. Стерлитамака используются как сырье для содово-цементного производства.

Фосфориты известны в месторождениях пластового типа, приуроченных к двум фаціальным зонам; они найдены, во-первых, в сакмарских отложениях Селеукской подзоны (реки Баса, Селеук и др.) и, во-вторых, в основании верхнеартинских отложений рифовой зоны (шиханы).

Во многих местах разрабатываются гипсы и ангидриты кунгурского яруса, а также известняки, встречающиеся на различных уровнях пермского разреза. Плитчатые породы (песчаники, известняки и гипсы) во многих местах, особенно в южных районах, употребляются как непосредственный строительный материал.

НИЖНЕПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Ассельский, сакмарский и артинский ярусы Предуральского прогиба

Отложения ассельского, сакмарского и артинского ярусов в пределах Предуральского прогиба пользуются широким и, возможно, повсеместным распространением. Однако, за редкими исключениями, они всюду залегают здесь на значительной глубине под покровом более молодых отложений. Лишь в немногих пунктах по долинам рек Белой и Сима эти отложения выведены на дневную поверхность и слагают изолированные возвышенности — горы-одиночки или шиханы. Кроме того, они вскрыты многими сотнями буровых скважин.

История исследования сакмарских и артинских отложений указанного прогиба начинается с изучения известняков, слагающих горы-одиночки в окрестностях г. Стерлитамака («стерлитамакский известняк»), отмеченные уже в описании путешествия И. Лепехина. Первыми сведениями о «стерлитамакском известняке» мы обязаны Вангенгейму фон Квалену (1842).

Палеонтологический материал, собранный фон Кваленом, был обработан Куторгой (K u t o r g a, 1842, 1844) и В. Меллером (1862). Некоторые новые сведения о «стерлитамакском известняке» и его фауне были сообщены Нешёлем (N ö s c h e l, 1852—1853) и А. П. Карпинским.

Всеми перечисленными исследователями «стерлитамакский известняк» относился к каменноугольной системе («горный известняк»). Ф. Н. Чернышев (1902) уточнил возраст известняка, отнеся его к швагериновому горизонту верхнего карбона.

Первое указание на возможность более молодого, чем каменноугольный, пермо-карбонического возраста «стерлитамакского известняка» было сделано Ф. И. Кандыкиным (1907). Существенно новой явилась точка зрения М. Э. Ноинского (1934), пришедшего к выводу о том, что швагериновые известняки некоторых районов Урала и, в частности, «стерлитамакский известняк» являются образованиями, синхронными артинским песчаникам. К заключению о нижнепермском возрасте, по крайней мере верхних горизонтов, стерлитамакского известняка пришел и Н. П. Герасимов (1939).

Открытие в 1932 г. Ишимбаевского нефтяного месторождения явилось началом нового этапа в изучении сакмарских и артинских отложений Предуральского прогиба. В связи с приуроченностью нефтяных залежей к этим отложениям, последние были вскрыты многочисленными буровыми скважинами и подверглись всестороннему изучению.

Особенно большое значение для стратиграфии описываемых отложений имело изучение фауны фузулинид, на основе которого была создана детальная стратиграфическая схема для этих отложений, разработанная Д. М. Раузер-Черноусовой (1936а, 1937, 1940), Д. Ф. Шамовым, А. Я. Виссарионовой и И. Д. Корженевским (1936) и Л. П. Гроздиловой (1938). Изучению подвергались и другие группы фауны. Так, кораллам посвящены работы Т. А. Добролюбовой, Е. Д. Сошкиной (1941) и Г. С. Порфирьева (1937); мшанки описаны А. И. Никифоровой (1936, 1938, 1939), М. И. Шульгой-Нестеренко (1941), В. Б. Трizona (1939), Е. Н. Новиковой (1937); брахиоподы изучались Н. П. Герасимовым (1939), М. В. Куликовым (1938) и М. Ф. Микрюковым (1937), аммоinei — Н. П. Герасимовым (1937), остракоды — Е. М. Глебовской (1938). Литология этих отложений рассматривается в работах В. А. Сулина и А. А. Варова (1933), А. А. Трофимука и А. Н. Дубровина (1936), В. А. Сермягина (1938, 1939), Е. П. Александровой (1938), Н. Д. Палицына (1938, 1939), В. П. Маслова (1943) и др. Кроме того, результаты комплексного обобщения обширного фактического материала по сакмарским и артинским отложениям содержатся в сводных работах Н. П. Герасимова (1940), Д. Л. Степанова (1941), М. М. Толстихиной (1941), А. А. Борисова (1941) и др.

В пределах изученной в настоящее время части Предуральского прогиба отложения, относимые к ассельскому, сакмарскому и нижней половине артинского яруса, представлены почти повсеместно толщей карбонатных пород, тесно связанной с литологически сходными отложениями верхнего карбона. Детальное стратиграфическое расчленение этой толщи основано главным образом на фауне фузулинид, позволяющей выделять в большей части изученных разрезов следующие главнейшие подразделения по горизонтам: швагериновый (со *Schwagerina constans* Tscherb и *Schw. sphaerica* Tscherb), тастубский (с *Pseudofusulina moelleri* Schellwien.), стерлитамакский (с *Pseudofusulina urdalensis* Rauser), бурцевский (с *Pseudofusulina concavatas* Viss) и иргинский (с *Parafusulina lutugini* Schell). Граница между ассельским и сакмарским ярусами проводится по кровле швагеринового горизонта, а между сакмарским и артинским — по кровле стерлитамакского горизонта. Верхняя часть артинского яруса в большинстве разрезов Предуральского прогиба литологически более или менее значительно отличается от толщи сакмарско-нижнеартинских отложений и в ряде случаев залегает на ней с отчетливым несогласием. Ниже приводится краткая характеристика главнейших разрезов ассельского, сакмарского и артинского ярусов по главнейшим районам.

Ассельский, сакмарский и артинский ярусы Ишимбайского района. В Ишимбайском районе ассельские, сакмарские и артинские отложения, залегающие здесь на значительной глубине, вскрыты многочисленными буровыми скважинами на нефтепромысловых и разведочных площадях. С наибольшей полнотой изучен разрез Ишимбайского нефтепромысла, который может служить стандартным для всего Предуральского прогиба и поэтому описывается здесь более подробно. Характерной особенностью этого района является расчленение известняковой толщи ассельского, сакмарского и нижней половины артинского ярусов на обособленные массивы, имеющие чаще всего форму холма или короткого хребта. Относительно природы и генезиса этих массивов существует три различных точки зрения. Согласно одной из них, массивы имеют тектоническое происхождение и представляют собой купола или брахискладки. Другие исследователи считают известняковые массивы рифогенными образованиями. Наконец, третья точка зрения трак-

тует известняковые массивы как эрозионные останцы. По-видимому, в формировании массивов принимали участие все три перечисленных фактора.

Ассельско-сакмарско-нижнеартинские отложения в пределах массивов в указанном районе представлены мощной известняковой толщей, слагающей массивы. Представлена она светлыми чистыми (содержание нерастворимого остатка в среднем от 0,3 до 0,6%) органогенными или обломочно-органогенными известняками с богатой фауной. Главными пороодообразователями являются мшанки, брахиоподы, криноидеи, фузулиниды, гидрактиниоды и известковые водоросли. В соответствии с преобладающим значением той или другой группы пороодообразующих факторов намечается целый ряд фациальных типов известняков, распределяющихся неравномерно как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

В толще известняков встречаются сильно доломитизированные и сульфатизированные участки. В целом литологические особенности известняков, слагающих массивы, подтверждают их рифогенный характер. На основании главным образом фауны фузулинид внутри этой мощной известняковой толщи установлены следующие подразделения:

Швагериновый горизонт: *Schwagerina sphaeica* Tschernb., *Schwagerina Constans* Tschernb., *Pseudofusulina krotovi* Schellw., *P. uralica* Krot., *Rugosofusulina serrata* Raus., *Caninophyllum*, *Fenestella rhomboidea* Nikif. var. *juncta* Novik., *F. bifida* Eichw. var. *cyclotriangulata* Sch.—Nest., *Orthotychia morganiana* Derby, *Productus simensis* Tschern., *Pr. Kutorgae* Tschern., *Pr. pseudomedusa* Tschern., *Spirifer fasciger* Keys. var. *sterlitamakensis* Ger., *Sp. lyra* Kut. и др. Мощность толщи 500—550 м.

Тастубинский горизонт: *Pseudofusulina moelleri* Schellw., *P. blochini* Kor., *P. verneuili* Moell., *P. tastubensis* Raus., *Lonsdaleiastrea complexa* Dobr., *Diphystrotion hyporiphaeum* Porf., *Wentzelella pseudoelegans* Dobr., *Polypora ornamentata* Sch.—Nest., *Productus wallacei* Tschern. (non Derby), *Pr. (Marginifera) schellwieni* Tschern. Мощность до 170 м.

Стерлитамакский горизонт: *Pseudofusulina urdalensis* Raus., *P. plitacissima* Raus., *Orionastrea stuckenbergi* Ger., *Fenestella nikiforowae* Sch.—Nest., *F. bifurcata* Fisch. var. *pervulgata* Trizna, *Polypora orientalis* Eichw. var. *fenestelloides* Trizna, *Archimedes stuckenbergi* Nikif. var. *orientalis* Sch.—Nest., *Derbyia regularis* Waag., *Spirifer condor* d'Orb., *Martiniopsis orientalis* Tschern. Мощность до 300 м.

Бурцевский горизонт: *Pseudofusulina concavatas* Viss., *P. schellwieni* Viss., *Fenestella conradi compactilis* Condra, *F. cavifera* Sch.—Nest. Мощность горизонта до 110 м.

Иргинский горизонт: *Parafusulina lutugini* Schellw., *Pseudofusulina concessa* Viss., *P. juresanensis* Raus., *P. verneuili* Schellw. var. *levidensis* Lee, *Fenestella spinulosa* Condra var. *permica* Sch.—Nest., *Polypora limata* Novik., *Acanthocladia sparsifurcata* Sch.—Nest. var. *tenuis* Trizna., *Productus pseudoaculeatus* Krot., *Pr. (Marginifera) uralicus* Tschern., *Camarophoria mutabilis* Tschern., *Martiniopsis convexa* Tschern. Мощность до 200 м.

Общая мощность нижнеартинских отложений в пределах рифовых массивов Ишимбая изменяется от немногих десятков до 300 м. Суммарная мощность ассельских, сакмарских (нижнеартинских) известняков достигает 1200 м. Однако такая мощность наблюдается только в центральных частях наиболее крупных массивов. На склонах тех же

массивов и на более мелких массивах мощность толщи более или менее сокращается. Это объясняется значительным непостоянством мощности верхних горизонтов толщи, обусловленным спецификой осадкообразования в зоне рифов и последующим размывом поверхности массивов.

С погребенными массивами ассельско-сакмарско-нижнеартинских известняков связаны ишимбайские нефтяные месторождения. Промышленные залежи нефти приурочены к пористым доломитизированным участкам в тастубском, стерлитамакском, бурцевском и иргинском горизонтах. Незначительные скопления нефти имеются и в швагериновом горизонте.

Верхнеартинские отложения залегают на различных горизонтах нижнеартинских известняков, слагающих погребенные массивы, плащеобразно перекрывая последние. Они представлены известняками, получившими по распространению в них характерного представителя кораллов из рода *Cladochonus* название кладохонусовых. Это темные, иногда черные, слабо глинистые (содержание нерастворимого остатка до 2,8%) плотные афанитовые или тонкозернистые известняки. Из органических остатков встречаются водоросли, мелкие фораминиферы, одиночные кораллы, мшанки, брахиоподы и членики криноидей. Фузулиниды редки. Известняки трещиноваты и кавернозны, местами пористы. Характерная фауна: *Parafusulina lutugini* Schellw., *P. tschussowensis* Raus., *Cladochonus bolchowitinowae* Gorsky, *Plerophyllum timorense* Gerth, *Cyathocarinia multituberculata* Sochk., *Seleucites tschernyschewi* Stuck., *Hexagonella ischimbaica* Nik., *Productus stuckenbergi* Krot., *Camarophoria uralica* Step., *C. olgae* Step. Мощность известняков до 90 м.

Кладохонусовые известняки залегают на различных горизонтах сакмарско-нижнеартинских отложений, при этом контакт их с более древними известняками чаще бывает резким, но в отдельных случаях они книзу постепенно теряют свои характерные особенности и их граница с ниже залегающими отложениями может быть намечена только условно. За единичными исключениями, на кладохонусовые известняки в Ишимбайском районе налегает с размывом гипсово-ангидритовая толща кунгурского яруса.

Верхнеартинские отложения представлены мергелями и глинистыми известняками. В Ишимбайском районе эти отложения залегают в виде маломощного покрова у подножия массивов, сложенных сакмарскими и нижнеартинскими известняками, слегка поднимаясь по их склонам. Они, по-видимому, выполняли также отдельные впадины на склонах и развиты в депрессиях между массивами, отсутствуя в более высоких частях последних. По склонам рифовых массивов эти отложения обычно отсутствуют, реже залегают на размытой поверхности различных горизонтов сакмарско-нижнеартинских известняков. В глубокой депрессии, расположенной к востоку и югу от массивов Ишимбая, данные образования связаны постепенным переходом с нижележащими осадками нижнеартинского подъяруса.

Органические остатки представлены фузулинидами, спикулами губок, редкими кораллами, брахиоподами, гониатитами, ортогониатитами, члениками криноидей и углистыми растительными остатками. Из фузулинид здесь отмечаются *Parafusulina lutugini* Schellw., *Pseudofusulina schellwieni* Viss., *Ps. concessa* Viss. и др. Наблюдающаяся в некоторых случаях окатанность раковинок фузулинид дает основание предполагать, что часть фауны является переотложенной и находится во вторичном залегании. Мощность отложений до 58 м.

Ассельские, сакмарские и артинские отложения районов Кинзебулатовского нефтепромысла. Здесь швагериновый горизонт представлен в некоторых скважинах глинисто-карбонатными отложениями мощностью 67 м. В других скважинах встречены лишь переотложенные породы этого горизонта в брекчии. Отложения с фауной тастубского горизонта встречены лишь в скважинах на центральной части структуры и представлены мергелями с прослоями детритусовых известняков и брекчиевидными известняками. Микрофауна этого горизонта носит смешанный характер, что не позволяет сколько-нибудь точно установить положение верхней границы сакмарского яруса. Отложения артинского яруса залегают несогласно на сакмарских и представлены толщей темных мергелей с прослоями плотных, реже органогенно-обломочных детритусовых известняков мощностью до 100—300 м. С трещиноватыми участками этой толщи связана нефтеносность Кинзебулатовского и других нефтяных месторождений.

Ассельские, сакмарские и артинские отложения Аллагуватовского и Покровского участков. В нескольких километрах западнее рифовых массивов Ишимбая эти отложения вскрыты скважинами. Представлены они нормально наслоенными органогенно-обломочными известняками. По сравнению с известняками, слагающими рифовые массивы, комплекс органических остатков в этих известняках более беден и однообразен. Рифообразователи (мшанки, гидрактиниоды, водоросли) в них почти отсутствуют. Мощность известняков не превышает 800—900 м. Промышленных залежей нефти в этого типа осадках до сих пор не обнаружено.

Ассельские, сакмарские и нижнеартинские отложения Стерлитамакского района. В окрестностях г. Стерлитамака эти отложения слагают изолированные возвышенности, известные в литературе под названием Стерлитамакских гор-одиночек или шиханов. Кроме того, вблизи одной из них (Тра-Тау) пробурена глубокая скважина, вскрывшая весь разрез этих отложений. По данным Н. П. Герасимова (1934, 1939), М. Ф. Микрюкова (1937а), Д. М. Раузер-Черноусовой (1940), Д. Ф. Шамова, здесь развиты ассельские, сакмарские и нижнеартинские отложения, слагающие в основном горы-одиночки, представленные чистыми массивными или неясно слоистыми светлыми органогенными и органогенно-обломочными известняками с богатой и разнообразной фауной. По преобладанию некоторых групп организмов в отдельных участках известняковой толщи выделяются разности: водорослевые, фузулиновые, гидрактиниодные, брахиоподовые, мшанковые и криноидные. На основе изучения фауны фузулинид установлено присутствие всех горизонтов, выделенных в ассельской, сакмарской и нижнеартинской толщах Ишимбайского района. При этом горизонты артинского яруса известны только в полупогребенном массиве Малого Шихана, горы же одиночки сложены почти исключительно известняками ассельского и сакмарского ярусов (рис. 33).

По данным бурения, здесь установлены следующие мощности отдельных горизонтов: швагеринового до 420 м, тастубинского около 80 м, стерлитамакского до 150 м, нижнеартинских отложений до 600 м. Общая мощность ассельской, сакмарской и нижнеартинской известняковых толщ до 1150 м.

Верхнеартинские отложения представлены, как и в Ишимбайском районе, двумя фациями: кладохонусовыми известняками и фацией глинистых известняков и мергелей.

Кладохонусовый известняк развит в отдельных участках гор-одиночек и залегают на различных горизонтах более древних отложений.

Литологически и по фауне он сходен с кладохонусовым известняком Ишимбайского района. Глинисто-карбонатная фация залегает на различных горизонтах нижеартинских и сакмарских отложений гор-одиночек. Наиболее полно она развита в разрезе горы Тра-Тау и на расположенном у подошвы этой горы небольшом холмике — Шиханчик. Представлена эта фация темно-бурыми глинистыми, обычно плитчатыми известняками, содержащими фауну аммоней, среди которых Н. П. Герасимовым (1937) установлены: *Popanoceras urmensis* Tschern., *Pro-*

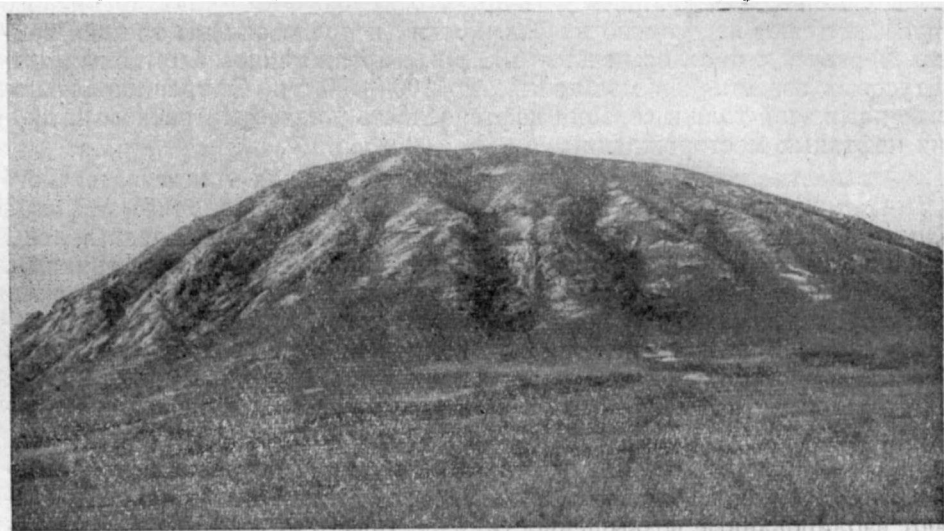


Рис. 33. Гора Тра-Тау у г. Стерлитамака, сложенная рифогенными сакмаро-артинскими известняками. Фото А. А. Калашникова

norites aff. *praepermicus* Tschern., *Medlicottia orbignyi* Verh., *Paragastrioceras suessi* Kagr., *Thalassoceras gemellaroi* Kagr.

В основании толщи наблюдается фосфатизация пород, местами представляющих пластовые залежи фосфорита с содержанием P_2O_5 до 15—34%. Покрывается она с резким контактом гипсоносной толщей кунгура. Мощность до 10 м.

Верхнеартинские отложения района с. Табынска (гора Воскресенка). В 35—40 км к северо-востоку от Стерлитамака, на горе Воскресенка, у с. Табынска, ассельский и сакмарский ярусы, а также нижеартинские отложения отсутствуют. Здесь непосредственно на верхнем карбоне залегают с разрывом верхнеартинские отложения. Последние подразделяются на две толщи. Нижняя толща представлена кладохонусовым известняком того же типа, что и в Стерлитамакском и Ишимбайском районах. Мощность 30—35 м. Верхняя толща сложена серыми и зеленоватыми глинами и мергелями с обугленными растительными остатками с фауной головоногих, а также зеленовато-серыми известняками с редкими брахиоподами. Мощность 18—38 м.

Ассельские, сакмарские и артинские отложения Казаякского (Улутелякского) района. В наиболее северной части Предуральской впадины Башкирии, в долине р. Сима в 10—12 км ниже г. Аши, артинские известняки слагают Большую и Малую Змеиные горы у с. Средний Казаяк. Кроме того, артинский, сакмарский и ассельский ярусы вскрыты

в этом районе буровыми скважинами при разведке на нефть. Разрез этих отложений, по данным А. Я. Виссарионовой, В. А. Балаева и Г. Г. Кинзекеева, следующий: швагериновый (вскрыто 135 м) и тастубский (мощность 128 м) горизонты представлены чистыми, слабо доломитизированными и сульфатизированными известняками с преобладанием фузулиновых, мшанковых и криноидных разностей. В верхах тастубского горизонта встречаются более глинистые и доломитизированные участки. На Амировском участке (к югу от Большой Змеиной горы) швагериновый и тастубский горизонты представлены мшанковыми известняками рифового типа.

Стерлитамакский горизонт характеризуется преобладанием доломитизированных известняков с конкрециями кремня и прослоями фузулиновых известняков. Мощность горизонта 72—87 м.

Бурцевский горизонт сложен доломитизированными окремненными, участками глинистыми известняками (мощность 56—110 м).

Залегающий выше иргинский горизонт представлен серыми окремненными глинистыми известняками с прослоями губково-фузулиновых разностей. Мощность его 100—143 м.

К югу и востоку от Змеиных гор иргинские отложения ложатся на размытую поверхность различных горизонтов сакмарского яруса и приобретают брекчиевый характер.

Отложения, относящиеся к верхнеартинскому подъярусу, представлены толщей темных и зеленовато-серых глинистых, часто окремнелых известняков и мергелей с прослоями оолитовых и пизолитовых известняков, с фауной кораллов (в том числе *Cladochonus*), брахиопод и аммоной. Встречены также зубы акул и зубная спираль *Helicoprion*. Судя по стратиграфическому положению и фауне, эта толща одновозрастна кладохонусовому известняку и глинисто-карбонатной толще Стерлитамакского и Ишимбайского районов. Мощность толщи 30—46 м.

В разрезе артинских отложений Казаякского участка при бурении были встречены значительные нефтепроявления, не представляющие, однако, промышленного интереса.

В южной части Предуральского прогиба, в пределах Мелеузовского и Куяргазинского районов Башкирской АССР, за последние годы разведочным бурением было выявлено еще 14 нефтеносных рифовых массивов, по своему строению аналогичных массивам Ишимбая, но залегающих на более низких абсолютных отметках (Введенковский, Тереклинский, Старо-Казанковский и др.). По своему строению эти массивы близки к массивам Ишимбая. Однако некоторые из них, например Старо-Казанковский, отличаются тем, что рифогенными известняками в них представлены не только ассельские, сакмарские и нижнеартинские, но также верхнеартинские и нижнекунгурские отложения.

Скважина в районе пос. Красноярки вскрыла под ангидритовой толщей кунгура, на глубине 2055,6—2178,7 м, темные плотные известняки с включениями и прослоями ангидрита в верхней части. Фауна представлена фораминиферами, преимущественно параштаффеллами группы *Parastaffella pseudosphaeroidea* Dutk. и близких к ней видов, определяющих возраст известняков как верхи артинского яруса. Аналогичные известняки были вскрыты в платформенной части Башкирии, в 60 км западнее Ишимбая.

Приведенный выше материал позволяет наметить три главных типа разрезов ассельских, сакмарских и артинских отложений: Ишимбайский, Кинзебулатовский и Западный.

Ишимбайский тип отложений, хорошо выраженный в Ишимбае и в стерлитамакских горах-одиночках, характеризуется развитием рифовых известняков ассельского, сакмарского и нижнеартинского возраста, слагающих отдельные массивы и достигающих наибольшей мощности. Верхнеартинские отложения представлены кладохонусовым известняком и глинисто-карбонатной фацией по склонам массивов, трансгрессивно залегающих на различных горизонтах нижнеартинских и сакмарских отложений.

Кинзебулатовский тип отложений известен по разрезам Кинзебулатова, Карлов и других промысловых и разведочных участков. Он характеризуется глинисто-карбонатным составом пород, бедностью органических остатков и резко сокращенной мощностью как отдельных горизонтов, так и всей толщи. В восточной части депрессии глинисто-карбонатные породы постепенно замещаются песчаниками.

Западный тип отложений широко распространен в пределах платформенной части Башкирии, но охватывает и восточную окраину Предуральской впадины, принимая здесь черты, сближающие его с ишимбайским типом. Этот тип характеризуется преобладанием в разрезе достаточно чистых, нормально наслоенных органогенно-обломочных известняков, общая мощность которых несколько меньше, чем у рифовых известняков ишимбайского типа (табл. 9).

Ассельский, сакмарский и артинский ярусы западного склона Южного Урала

Морские нижнепермские отложения распространены вдоль западного склона Южного Урала на всем его протяжении. Особенно широко они развиты в Оренбургской области, где участвуют в строении нескольких антиклинальных и синклинальных складок. На участке от р. Сакмарки до р. Сима эти отложения образуют сравнительно неширокую полосу, особенно в тех местах, где слои моноклиinally падают в сторону передового прогиба. К северу от р. Юрюзани они вновь получают широкое развитие, но уже в условиях более спокойного залегания.

Мурчисон (Murtschison, 1841, 1845), установивший в 1841 г. пермскую систему, отнес отложения артинского типа к карбону. А. П. Карпинский пришел к иному выводу; после осмотра разрезов от р. Белой до р. Урала он выделил в 1874 г. особый артинский ярус, придав ему значение пермо-карбона. На основании палеонтологических данных Карпинский считал артинские отложения р. Сакмары более древними по сравнению с осадками того же яруса в окрестностях Артинского завода.

Стратиграфия верхнего карбона была связана с именем Ф. Н. Чернышева (1889, 1902) в такой же степени, как стратиграфия нижней перми с именем А. П. Карпинского. Исследования этих авторов оказали решающее влияние на формирование господствовавшего представления, согласно которому верхний карбон повсеместно образован карбонатными породами: известняками и доломитами, а артинский ярус — мощными терригенными отложениями, среди которых карбонатные породы играют подчиненную роль.

Сомнение в правильности такого взгляда впервые было высказано М. Э. Ноинским в 1922 г. на 1-м Всесоюзном съезде геологов. С. С. Осипов (1933) установил замещение карбонатных пород терригенными на Уфимском плато. Д. М. Раузер-Черноусова (1935) обосновала нижнепермский возраст известняков с *Pseudofusulina lutugini* Schellw.

Таблица 9

Сопоставление главнейших типов разрезов ассельского, сакмарского и артинского ярусов Предуральяского прогиба

Ярус	Подъярус	Западный тип (Аллагуатовский и Покровский участки)	Ишимбайский тип (Ишимбайский и Стерлитамакский районы)	Кинзебулатовский тип (Кинзебулатовский участок)
Артинский	Верхний	Саргинский горизонт Известняки темно-серые, сильно глинистые с прослоями мергелей (45—60 м)	Глинистые известняки, доломиты и брекчии с головоногими (0—58 м)	Мергели темно-серые микрослоистые с прослоями известняков глинистых, реже органогенно-обломочных (100—300 м)
			Кладохонусовый известняк. Темные глинистые известняки с <i>Cladochonus</i> . (0—90 м)	
	Нижний	Иргинский горизонт Известняки серые и темно-серые органогенно-обломочные с <i>Parafusulina lutugini</i> Schell (125—140 м)	Иргинский горизонт Известняки массивные, светлые, рифовые с <i>Parafusulina lutugini</i> Schellw. (120—200 м)	
		Бурцевский горизонт Известняки серые органогенно-обломочные с <i>Pseudofusulina concavitas</i> Viss. (45—60 м)	Бурцевский горизонт Известняки массивные, светлые, рифовые с <i>Pseudofusulina concavitas</i> Viss. (90—110 м)	
Сакмарский		Стерлитамакский горизонт Известняки серые органогенно-обломочные с <i>Pseudofusulina urdalenensis</i> Raus. (70 м)	Стерлитамакский горизонт Известняки массивные, светлые, рифовые с <i>Pseudofusulina urdalenensis</i> Raus. (160—300 м)	В сводах антиклиналей отложения уничтожены разрывом
		Тастубский горизонт Известняки серые органогенно-обломочные с <i>Pseudofusulina moelleri</i> Schell. (120—150 м)	Тастубский горизонт Известняки массивные, светлые, рифовые с <i>Pseudofusulina moelleri</i> Schellw. (50—170 м)	
		Швагериновый горизонт Известняки серые органогенно-обломочные со <i>Schwagerina sphaerica</i> Tscherb. и др. (Вскрыто 120 м)	Швагериновый горизонт Известняки массивные, светлые, рифовые со <i>Schwagerina sphaerica</i> Tscherb. и др. (500—550 м)	
Ассельский				

В. Е. Руженцев (1936) выделил особый сакмарский ярус (впоследствии подразделенный на ассельский и сакмарский ярусы), к которому отнес швагериновые и часть вышележащих слоев, ранее принимаемые за образования верхнего карбона.

Кроме упомянутых выше исследований, материалы по стратиграфии морских нижнепермских отложений Южного Урала имеются у многих других авторов. Вопросы общего порядка освещены в работах Н. П. Герасимова (1934а, 1937), Д. В. Наливкина (1931, 1937), Д. М. Раузер-Черноусовой (1940), В. Е. Руженцева (1945), Д. Л. Степанова (1941), Г. Н. Фредерикса (1932) и А. В. Хабакова (1931). Для Южного сектора (Урал — Белая) можно отметить работы Е. В. Воиновой (1933, 1935), Л. С. Либровича (1932), Н. Н. Тихоновича (1905а); для Ишимбаевского сектора (Белая — Сим) — работы П. Л. Безрукова (1937), А. А. Блохина (1932), Г. В. Вахрушева (1930), Н. С. Зайцева, А. В. Казакова (1939), Б. С. Каткова (1936), В. Н. Крестовникова, Н. А. Кривоспицкого, П. Н. Кропоткина, Н. И. Мешалкина, Д. В. Наливкина (1926, 1937а), Д. Л. Степанова и С. Н. Гусевой (1939), Г. И. Теодоровича (1942), Е. И. Тихвинской (1932) и Д. Ф. Шамова, для Северного сектора (Ашинский район; Симская мульда и Юрюзанско-Айская впадина) — работы В. А. Балаева (1937), Г. А. Дмитриева и В. Д. Наливкина (1937), Н. В. Дорофеева и В. Н. Рябинина (1932а, 1932), Б. М. Келлера (1946), С. В. Максимовой (1945), В. Д. Наливкина и Г. А. Дмитриева (1939), Н. М. Страхова и С. С. Осипова (1935), М. М. Толстихиной (1937), А. П. Тяжевой и А. В. Хабакова. Кроме того, в связи с XVII сессией Международного геологического конгресса появилось несколько зарубежных статей (С. О. Dunbar, 1940, 1942 гг.; М. К. Elias, 1937 г.; А. К. Miller, 1938 г. и Е. В. Plummer, 1937 г.).

Среди палеонтологических работ должны быть отмечены: по фузулинам — Д. М. Раузер-Черноусова (1936, 1940), по брахиоподам — Ф. Н. Чернышев (1902) и Д. Л. Степанов (1939), по аммонитам — А. П. Карпинский (1891), Е. В. Воинова (1934), С. В. Максимова (1935, 1938, 1940, 1940а), С. В. Максимова и В. Е. Руженцев (1940), В. Е. Руженцев (1931, 1933, 1936б, 1939, 1939а).

Наиболее древней таксополигенной единицей пермской системы являются ассельский и сакмарский ярусы. Для них особенно типичны следующие представители аммонитов: *Boesites serotinus* Ruzh., *Neopronorites rotundus* (Max.), *N. tenuis* (Karp.), *Sakmarites postcarbonarius* (Karp.), *Synartinsuia principalis* Ruzh., *Artinskia nalivkini* Ruzh., *Medlicottia vetusta* Ruzh., *Eoasianites hartmannae* Ruzh., *Juresanites primitivus* Max., *Preshumardites sakmarae* Ruzh., *Prostaceras juresanense* (Max.), *Propopanoceras simense* Ruzh., *P. incalidum* (Ruzh.).

Для артинского яруса типичны другие представители аммонитов: *Daraelites elegans* Tcher., *Neopronorites permicus* (Tcher.), *Sakmarites vulgaris* (Karp.), *Artioceras rhipacum* (Ruzh.), *Artinskia artiensis* (Grünew.), *Medlicottia orbignyana* (Vern.), *Metalegoceras sogurense* (Ruzh.), *M. tschernyschewi* (Karp.), *Paragastrioceras jossae* (Vern.), *Uraloceras jedorowi* (Karp.), *U. suessi* (Karp.), роды *Ecthinites*, *Waagenina*, *Popanoceras* и др.

Артинский ярус подразделяется на два подъяруса: актастинский, отвечающий бурцевскому и иргинскому горизонтам, и байгенджинский, соответствующий саргинскому горизонту. Верхняя граница яруса отбивается в большинстве случаев легко благодаря резкой смене характера осадков при переходе к кунгурскому ярусу.

Ассельские, сакмарские и артинские отложения южных районов

Алимбетский тип разреза. Рассмотрение типичных разрезов ассельского, сакмарского и артинского ярусов удобнее начать с южных районов, поскольку эти стратиграфические единицы были выделены впервые в Оренбургской области. Самый восточный тип разреза, который можно назвать алимбетским, наблюдается к югу от р. Урала, восточнее р. Киалы-Бурти. Для ассельского и сакмарского ярусов особенно характерны разрезы р. Алимбета; для артинского — р. Кии и оврага Кимперсая. Отличительной особенностью этих осадков является большая мощность, преобладание грубообломочных пород и почти полное отсутствие известняков. В сводном разрезе наблюдается следующая последовательность.

Ассельский ярус: 1) глинисто-песчано-конгломератовая толща, представленная переслаиванием полимиктовых конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников и аргиллитов; мощность 640 м; 2) конгломератовая толща, образованная главным образом конгломератами полимиктовыми, мелко- и среднегалечными, с валунами. Прослой и линзы песчаников имеют подчиненное значение. Мощность 400 м. Суммарная мощность ассельского яруса 1040 м.

Сакмарский ярус представлен в этой зоне тоже очень грубыми отложениями.

- | | |
|--|-------|
| 1. Конгломераты полимиктовые, местами очень грубые, с валунами, разделенные плохо сортированными гравелитами и разнозернистыми песчаниками | 617 м |
| 2. Аргиллиты с прослоями песчаников и редкими конгломератами | 318 „ |
| 3. Конгломераты, плохо сортированные с валунами и глыбами известняка | 75 „ |

Суммарная мощность сакмарского яруса 1010 м.

Артинский ярус: чередование буровато-серых, обычно песчаных аргиллитов и разнозернистых песчаников; встречаются и конгломераты, имеющие подчиненное значение; среди фузулиид определены: *Pseudofusulina kutkanensis* R a u s., *Ps. cf. expansa* L e e, *Parafusulina lutugini* S c h e l l w. Мощность

860—900 „

Байгенджинский подъярус. Конгломераты мелко- и крупногалечные, полимиктовые, с валунами известняков, чередующиеся с конгломерато-гравелито-песчаными пачками. В этой толще на р. Алимбете и по оврагу Сунидуксай были встречены аммониты: *Sakmarites vulgaris* (K a r p.), *Artinskia artiensis* (G r u n e w.), *Medlicottia orbignyana* (V e r n.), *Thalassoceras gemmellaroi* K a r p., *Metalegoceras soqurense* (R u z h.), *M. ajdaralense* (R u z h.), *Paragastrioceras*, *Uraloceras*, *Waagenina subinterrupta* (K r o t.), *Crimites subkrotowi* R u z h.

420 м

Сакмарский тип разреза. Отложения алимбетского типа постепенно переходят к западу в осадки существенно иного типа, который можно назвать сакмарским. Этот переход осуществляется на участке от р. Киалы-Бурти до р. Бурлы. Осадки, сохраняя большую мощность, становятся более тонкими за счет исчезновения конгломератов; вместе с тем в разрезе появляются разнообразные карбонатные породы, образующие на определенных стратиграфических уровнях большие тол-

щи. Сакмарский тип разреза прослеживается с некоторыми местными изменениями на большом протяжении — от р. Кураши на юге до водораздела рек Ика и Белой на севере. Ниже дается его описание.

Ассельский ярус распадается в этой зоне на три свиты: сюранскую, ускалыкскую и курмаинскую, отличающиеся следующими особенностями.

Сюранская свита лучше всего видна в бассейне рек Ускалыка и Сюрана. Она состоит из мощных толщ буровато-серых, иногда зеленоватых глин с прослоями разнозернистых известковистых песчаников и реже мелкогалечных конгломератов и мергелей. Эти толщи разделены пластами органогенно-обломочных фузулиново-мшанково-криноидных известняков и темных кремнистых известняков. Часто встречаются фузулиниды: *Triticites*, *Rugosofusulina*, *Daixina*, *Pseudofusulina gregaria* Lee, *Ps. rhomboides* Sh am. et Scherb., *Ps. krotowi* Schellw., *Pseudoschwagerina uddeni* B. et K., *Ps. muongthensis* Dep rat, *Schwagerina vulgaris* Scherb. Мощность 1000—1100 м.

Ускалыкская свита хорошо обнажена в бассейне тех же рек. Она образована органогенно-обломочными фузулиново-мшанково-криноидными известняками, переходящими в серые афанитовые известняки и темные кремнистые мергели. Пачки этих пород разделены песчано-глинистыми отложениями. Среди фузулинид встречаются: *Rugosofusulina serrata* Raus., *Pseudofusulina lutuginiformis* Raus., *Ps. sulcata* Korzh., *Ps. uralica* Krot., *Schwagerina sphaerica* Scherb. Мощность 400—420 м.

Курмаинская свита, прекрасно обнаженная на всем протяжении от р. Урала до р. Бол. Ика, сложена серыми афанитовыми кремнистыми толстослонстыми известняками. Органические остатки попадают исключительно редко. Среди фузулинид определены: *Rugosofusulina ex gr. serrata* Raus., *Pseudofusulina lutuginiformis* Raus., *Ps. sulcata* Korzh., *Ps. uralica* Krot. Мощность 93—135 м.

Суммарная мощность ассельского яруса 1490—1655 м.

Сакмарский ярус состоит из двух горизонтов: тастубского и стерлитамакского.

Тастубский горизонт хорошо прослеживается на всем протяжении от р. Урала до р. Бол. Ика, и распадается на две свиты.

1. Карамурукская свита образована буроватыми известковистыми глинами и аргиллитами с прослоями песчаников и карбонатных пород, главным образом известняков серых, афанитовых, местами органогенно-обломочных. Количество известняков к северу возрастает. По всему разрезу часто встречаются фузулиниды: *Rugosofusulina serrata* Raus., *R. moderata* Raus., *Pseudofusulina moelleri* Schellw., *Ps. blochini* Korzh., *Ps. sulcata* Korzh., *Ps. confusa* Raus. и др. Мощность 175—210 м.

2. Сарабильская свита состоит из серых афанитовых кремнистых слоистых известняков, разделенных пачками глин и мергелей. Среди фузулинид типичны: *Pseudofusulina baschkirica* Korzh., *Ps. verneuilii* Moell., *Ps. angusta* Kir., *Ps. confusa* Raus. Среди аммоноидей определены: *Boesites serotinus* Ruzh., *Neopronorites tenuis* (Karр.), *Sakmarites postcarbonarius* (Karр.), *Synartinskia principalis* Ruzh., *Medlicottia vetusta* Ruzh., *Agathiceras uralicum* (Karр.), *Metalegoceras distale* Ruzh., *Somoholites beluensis* (Han.), *Preshumardites sakmarae* Ruzh., *Paragastrioceras*, *Uraloceras*, *Propopanoceras*. Мощность 90—40 м.

Стерлитамакский горизонт хорошо прослеживается на всем протяжении от р. Урала до р. Белой и также распадается на две свиты.

1. Малоикская свита сложена довольно однообразной толщей буровато- или зеленовато-серых разнозернистых, местами гравийных песчаников, разделенных песчанистыми глинами и алевролитами. Среди глин очень резкие прослой мергелей, афанитовых известняков и органогенно-обломочных известняков. Органические остатки представляют большую редкость. Среди фузулинид определены: *Pseudofusulina sulcata* Korzh., *Ps. moelleri* Schellw., *Ps. urdalensis* Raus., *Ps. plicatissima* Raus., *Ps. callosa* Raus., *Ps. karagasensis* Raus. Среди аммоноидей найдены: *Neopronorites tenuis* (Karg.), *Sakmarites postcarbonarius* (Karg.), *Agathiceras uralicum* (Karg.), *Preshumardites sakmarae* Ruzh., *Uraloceras burtiense* (Voyn.). Мощность 400—500 м.

2. Кондуровская свита образована буровато-серыми глинами с прослоями песчаников и пластами известняков афанитовых и органогенно-обломочных, фузулиново-мшанково-криноидных. Органические остатки представлены фузулинидами, кораллами, мшанками и аммонитами. Особенно много фузулинид: *Pseudofusulina moelleri* Schellw., *Ps. veniuli* Moell., *Ps. urdalensis* Raus., *Ps. plicatissima* Raus., *Ps. callosa* Raus., *Ps. karagasensis* Raus. и др. Среди аммонитов определены: *Neopronorites tenuis* (Karg.), *Medlicottia vetusta* Ruzh., *Agathiceras uralicum* (Karg.), *Thalassoceras multifidum* Ruzh., *Metalegoceras noinskyi* Ruzh., *Preshumardites sakmarae* Ruzh., *Paragastrioceras*, *Uraloceras*. Мощность 165—200 м.

Суммарная мощность сакмарского яруса 880—1050 м.

Актастинский подъярус артинского яруса. Преобладающими отложениями этого подъяруса являются тонко переслаивающиеся песчаники и глины с отчетливо выраженной ритмичностью флишевого типа. Среди них бывают прослой тонкозернистых известковистых доломитов с радиоляриями и растительным шламом и полидетритовых органогенных, иногда песчаных известняков. Местами (реки Ургинка, Алимбет) наблюдаются поперечные полосы песчано-гравийно-галечных накоплений. Среди фузулинид, встречающихся довольно редко: *Pseudofusulina karagasensis* Raus., *Ps. juresanensis* Raus., *Ps. solida* Schellw., *Ps. urasbajevi* Raus., *Ps. concavutas* Viss., *Parafusulina lutugini* Schellw. Мощность 720—840 м.

Байгенджинский подъярус артинского яруса. Для этого подъяруса характерна частая смена широтных галечных или гравийно-песчаных выносов и полос песчано-глинистых или карбонатных пород. С юга на север прослеживаются следующие выносы грубых терригенных пород: Алимбетско-Киинский, Касмарский, Ургинский и Бельский. Конгломераты этих выносов в значительной своей части являются континентальными. Фузулиниды в этом подъярусе встречаются очень редко: *Pseudofusulina schellwieni* Viss., *Ps. pedissequa* Viss., *Ps. solida* Schellw., *Ps. kutkanensis* Raus. В кровле подъяруса местами (р. Ассель) развиты афанитовые известняки и доломиты со скоплениями аммоноидей: *Sakmarites vulgaris* (Karg.), *Artinskia artiensis* (Grunew.), *Medlicottia orbignyana* (Vern.), *Thalassoceras demmellaroi* Karg., *Metalegoceras*, *Paragastrioceras*, *Uraloceras*, *Waagenina subinterrupta* (Krot.), *Popanoceras sobolewskyanum* (Vern.), *P. polypetale* Ruzh., *Crimites krotowi* (Karg.). Мощность подъяруса 525—600 м.

Бельский тип разреза. На участке протяжением от р. Ика до р. Белой описанные выше отложения замещаются существенно иным разрезом бельского типа. Отличительной его особенностью является то, что ассельский ярус и тастубский горизонт представлены карбонатными породами небольшой мощности, тогда как верхняя часть сакмарского яруса (стерлитамакский горизонт) сложена в основном терригенными

породами, хотя и меньшей мощности, чем в разрезах сакмарского типа. Артинский ярус образован мощными терригенными толщами. Разрезы бельского типа наблюдаются по рекам Белой, Нугушу и Тору, далее на восточном крыле Арларовского поднятия (верховье Селеука) и, наконец, по р. Зигану. В качестве примера приведем разрез по р. Белой, восточнее дер. Сыртлановой.

Ассельский ярус и тастубский горизонт. К югу от р. Белой развиты известняки с гальками карбонатных пород, переходящие в верхней части в серые глинистые известняки и мергели с прослоями детритусовых известняков, в которых встречены фузулиниды: *Pseudofusulina sulcata* К о г., *Ps. lutuginiformis* R a u s., *Ps. ex gr. differata* S h a m. Мощность 100 м.

На правом берегу р. Белой конгломератовые известняки не встречены; здесь шурфами вскрыты глинистые фосфатизованные известняки и мергели; мощность около 50 м.

Стерлитамакский горизонт. Чередование глин, зеленовато-серых песчаников и известняков; песчаники нередко грубозернистые с шаровыми стяжениями, содержащие включения галек и линзы конгломератов; известняки галечные, органогенно-обломочные и детритусовые с мшанками, фузулинидами, кораллами и брахиоподами. Среди фузулинид определены: *Pseudofusulina moelleri* Schellw., *Ps. sulcata* К о г., *Ps. urdalensis* R a u s., *Ps. plicatissima* R a u s. Мощность 350 м.

Артинский ярус. 1. Темные, почти черные, карбонатно-глинистые, местами кремнистые сланцы с прослоями афанитовых известняков и мергелей... 100 м.

2. Чередование таких же пород с пластами голубовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников, в которых встречаются следы внутриформационного размыва в виде скоплений плоских галек песчаника... 150 м.

3. Однообразная толща темно-серых слоистых глин с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников и мергелей. В основании были встречены: *Pseudofusulina urdalensis* R a u s., *Ps. plicatissima* R a u s., *Ps. concavata* V i s s., *Ps. urasbajevi* R a u s. и др... 600 м.

4. Зеленовато-серые, массивные, разномзернистые песчаники с линзовидными прослоями мелкогалечных конгломератов. Видимая мощность 110 м.

Западнее описанного разреза происходит еще большее изменение стерлитамакского горизонта и уменьшение мощности сакмарского яруса. Об этом свидетельствует разрез у дер. Зириково, на водоразделе Белой и Нугуша, где, по данным В. Н. Крестовникова, последовательность слоев такова:

Ассельский ярус и тастубский горизонт. 1. Конгломератовые известняки с прослоями детритусовых известняков с фузулинидами: *Pseudofusulina sulcata* К о г., *Rugosofusulina* sp... 30 м.

2. Афанитовые известняки с прослоями детритусовых и фузулиновых известняков... 50 м.

3. Темно-серые афанитовые, битуминозные известняки с глинистыми прослоями... 40 м.

Стерлитамакский горизонт. 1. Конгломератовые известняки, переходящие вверх в мергели с прослоями детритусовых известняков. Среди фузулинид определены: *Pseudofusulina urdalensis* R a u s., *Ps. plicatissima* R a u s., *Ps. schellwieni* V i s s... 20 м.

2. Мергели с прослоями известняков... 50 м

3. Песчаники средне- и грубозернистые с прослоями мергелей 90 м.

Селеукский тип разреза. Западнее описанной выше полосы развиты разрезы иного типа, которые можно назвать селеукскими. Для них

характерно совершенно различное строение сакмарского и артинского ярусов. Первый представлен карбонатными породами незначительной мощности, второй — мощными терригенными отложениями. Разрезы этого типа прослеживаются от р. Тора на юге до р. Ука на севере. Строение сакмарского яруса хорошо прослеживается по рекам Селеуку и Шиды-Арларовской. Артинские отложения вскрыты многими речками. Ниже приводится в качестве типового разрез, наблюдающийся в бассейне р. Селеука.

Сакмарский ярус: 1. Светло-серые доломитизированные известняки с обломками карбонатных пород и кремней, переходящие кверху в зернистые доломиты... 20 м.

2. Чередование серых глинистых фосфатизованных известняков и мергелей; реже детритусовые известняки и известковистые глины... 20—30 м.

Редкие фузулины указывают на присутствие в этом разрезе всех горизонтов сакмарского яруса.

Артинский ярус. 1. Серые глины и аргиллиты с прослоями песчаников, мергелей и детритусовых известняков; в средней части выделяется толща с глыбовыми известняками. Среди фузулинид встречаются: *Pseudofusulina urasbajevi* R a u s., *Ps. kutkanensis* R a u s., *Ps. concavatus adelpha* R a u s., *Ps. schellwieni* V i s s., *Ps. pedisequa* V i s s., *Ps. concessa* V i s s., *Parafusulina lutugini* S c h e l l w. Мощность около 600 м;

2. Зеленовато-серые мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями гравийных песчаников и глыбово-галечных известняков. Среди редких фузулинид определена *Pseudofusulina urasbajevi* R a u s. Мощность 150—200 м.

3. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с прослоями глин, мергелей и штоками гипса. Мощность 100 м.

К северу от р. Зилима мощность артинского яруса заметно убывает. В некоторых разрезах в верхней его части появляются конгломераты.

Дальше на север мощность артинского яруса быстро уменьшается и уже на водоразделе Лемезы и Ука не превосходит 200 м. Конгломераты и песчаники исчезают. Затем терригенные осадки замещаются мергелями и глинистыми доломитами с прослоями зернистых доломитизированных известняков с *Pseudofusulina plicatissima* R a u s., *Ps. solidissima* R a u s., *Ps. aff. concavatus* V i s s., *Ps. urasbajevi* R a u s. и *Parafusulina* ex gr. *lutugini* S c h e l l w. Мощность этих пород около 150 м. Так вдоль западного склона Урала осуществляется переход от разреза селеукского типа к депрессионному, который особенно характерен для Предуральяского прогиба. Отличительной его особенностью является то, что и сакмарский, и артинский ярусы образованы здесь маломощными карбонатно-глинистыми отложениями.

Укский тип разреза. Разрез депрессионного типа прослеживается на очень небольшом протяжении. По правобережью р. Ука и далее к северо-западу он замещается разрезом существенно иного типа, который можно назвать укским. Для этого разреза характерно появление светлых карбонатных пород платформенного облика, но с примесью терригенного материала.

Симский тип разреза. По р. Симу, около Ашинского завода, разрез снова меняется, приобретая основные особенности ишимбайского типа. Сакмарский и артинский ярусы сложены здесь мощной толщей (около 700 м) светлых органогенных известняков рифовой фации, среди которых выделяются все горизонты Ишимбайского района. Самая верхняя часть артинского яруса представлена зеленоватыми глинистыми

известняками *Cladochonus* (20—25 м) и выше — темными мергелями и аргиллитами с прослоями известняков (10 м).

Вверх по течению р. Сима, к югу и западу от Симского завода, разрез нижепермских отложений напоминает разрезы сакмарского типа, но имеет некоторые существенные отличия. Последовательность слоев Симского разреза такова:

Ассельский ярус: 1. Темные и буроватые глинистые сланцы с прослоями детритусовых и глинистых известняков и конгломератов. В верхней части слои смяты в результате подводных оползней. Был встречен аммонит *Eoasianites* cf. *angulatus* (Girty). Много фузулиид: *Schwagerina* ex gr. *tuongthensis* Derprat, *Pseudofusulina krotowi* Schellw., *Ps.* ex gr. *gregaria* Lee, *Rugosofusulina alpina* Schellw., *Triticites umbonoplicatus* Raus., *T.* cf. *arcticus* и др. Мощность 100 м.

2. Брекчия Доменной горы, образованная неокатанными обломками и глыбами (до 40 м) различных известняков визейских, башкирских и более молодых, до сакмарских включительно (были встречены глыбы с швагеринами *Pseudofusulina krotowi* Schellw и *Ps. uralica* Krot. Мощность 150—300 м.

Сакмарский ярус. Толща глинистых сланцев, перемежающихся с песчаниками, мергелями и известняками. В нижней части мелкогалечные конгломераты, образованные плохо окатанными обломками известняков, песчаников и кремней. Среди фузулиид этой толщи характерна *Pseudofusulina moelleri* Schellw. Среди аммоноидной найдены: *Neopronorites tenuis* (Karg.), *Sakmarites postcarbonarius* (Karg.), *Synartinskia principalis* Ruzh., *Agathiceras uralicum* (Karg.), *Thalassoceras multifidum* Ruzh., *Preshumardites sakmarae* Ruzh., *Metalegoceras noinskyi* Ruzh., *Uraloceras simense* Ruzh., *Propopanoceras simense* Ruzh. Мощность более 850 м.

Актастинский подъярус артинского яруса: 1. Песчаники, органогенно-обломочные известняки и глинистые сланцы с *Parafusulina lutugini* Schellw. Мощность 350 м.

2. Горючие сланцы, темные, листоватые или толстослойные, с прослоями известняков и кремнистых сланцев. Встречаются брахиоподы: *Productus aagardi* Toulal, *P. noinskyi* Gerass., *Marginifera uralica* Tschern., *Hustedia remota* Eischw. и др. Мощность 40 м.

Байгенджинский подъярус артинского яруса: полимиктовые конгломераты (гальки до 30 см), песчаники и сланцы. Мощность значительна, но точно не установлена.

К северо-востоку от Симского завода ассельские, сакмарские и артинские отложения хорошо обнажены по р. Юрюзани. Этот разрез обнаруживает значительное сходство с предыдущим и еще большее с Сакмарским разрезом. Заслуживает особого внимания тот факт, что по р. Юрюзани типичные аммониты встречаются не только в сакмарском ярусе, но и в ассельских слоях. Сводный разрез нижней перми может быть представлен здесь в следующем виде (по материалам С. В. Максимовой):

Ассельский ярус: 1. Серые и темные глинистые сланцы с прослоями песчаников, мергелей и органогенно-обломочных известняков. На левом берегу Юрюзани, ниже устья Усканды, найдены аммониты: *Neopronorites magnus* (Max.), *Artinskia nalivkini* Ruzh., *Agathiceras uralicum* (Karg.), *Prothalassoceras serratum* Max., *Paragastrioceras serpentinum* (Max.), *Eoasianites trapezoidalis* Max., *Juresanites primitivus* Max. Среди фузулиид определены: *Schwagerina* ex gr. *robusta* Meek, *Sch. paulovi* Raus., *Pseudofusulina krotowi* Schellw., *Ps. gregaria* Lee, *Triticites* ex gr. *arcticus* Schellw. В верхней части толщи (50 м)

встречаются *Pseudofusulina uralica* Krot. и *Ps. sulcata* Kor. Мощность 300 м.

2. Стально-серые, плотные, битуминозные известняки с прослоями органогенно-обломочных известняков с *Schwagerina* ex gr. *moelleri* Raus., *Sch. pavlovi* Raus., *Sch. gigas* Raus., *Rugosofusulina serrata* Raus., *Pseudofusulina uralica* Krot., *Ps. sulcata* Kor., *Ps. ischimbajevi* Kor., *Ps.* ex gr. *paramoelleri* Raus. Мощность 300 м.

Сакмарский ярус. 1. Флишевая толща, представленная чередованием серых известковистых глин и песчаников. В нижней части были встречены: *Pseudofusulina moelleri* Schellw., *Ps. vulgaris* Schellw. и *Ps. decurta* Kor., в верхней части — *Sakmarites postcarbonarius* Karp., *Neopronorites magnus* Max., *Synartinskia principalis* Ruzh., *Agathiceras uralicum* (Karp.), *Propanoceras incallidum* Ruzh., *Pseudofusulina verneuili* Möll., *Ps.* aff. *karagasensis* Raus., *Ps.* cf. *plicatissima* Raus. Мощность 825 м.

2. Конгломерат, состоящий из слабо окатанных галек (до 20—30 см) и глыб (до 17 м) различных известняков и редких мелких галек изверженных пород. Над ним залегают мергели и органогенно-обломочные известняки со следами подводного скольжения и выше — глины с прослоями песчаников и обломочных известняков. Много фузулинид: *Pseudofusulina urdalensis* Raus., *Ps. plicatissima* Raus., *Ps. karagasensis* Raus., *Ps. moelleri* Schellw., *Ps. verneuili* Moell., *Ps.* cf. *concovatas* Viss., *Ps. sulcata* Kor., *Rugosofusulina serrata* Raus., *Schwagerina moelleri* Raus., *Triticites* aff. *noinskyi* Raus., *T.* aff. *acutus* D. et C., *T. irregularis* Staff, *T.* ex gr. *stuckenbergi* Raus., *Fusulinella* ex gr. *pulchra* R. et B. Встречаются кораллы, мшанки, брахиоподы. Мощность 60 м.

Аргинский ярус. 1. Коричневато-серые глины с прослоями глинистых известняков и песчаников. В нижней части толщи найдены аммониты: *Neopronorites skvorzovi* Tchern., *N. permicus* Tchern., *Daraelites elegans* Tchern., *Popanoceras tschernovi* Max., *Kargalites* ex gr. *typicus* Ruzh., *Agathiceras uralicum* (Karp.), *Neoshumardites triceps* Ruzh. Среди фузулинид определены: *Pseudofusulina schellwieni* Viss., *Ps. concessa* Viss., *Ps.* cf. *juresanensis* Raus., *Parafusulina* cf. *lutugini* Schellw. Мощность 150 м.

2. Темные битуминозные мергели с прослоями глин. Мощность 200—300 м.

3. Разнозернистые песчаники, глины и мергели; прослой органогенно-обломочных и конгломератовых известняков с *Pseudofusulina kutkanensis* Raus., *Ps. juresanensis* Raus., *Ps. schellwieni* Viss., разнообразными *Staffella* и брахиоподами. Мощность 450 м.

4. Разнозернистые аркозовые песчаники с прослоями глин. В линзе плотного среднезернистого песчаника найдены аммониты: *Neopronorites permicus* Tchern., *Propinacoceras ajense* Max., *Artinskia artiensis* Grünew., *Medlicottia orbignyana* Vern., *Waagenina subinterrupta* Krot., *Popanoceras* cf. *hanieli* Smith. Мощность 250 м.

5. Частое чередование глин, песчаников, мергелей и известняков с аммонитами и фузулинидами: *Neopronorites permicus* Tchern., *Medlicottia orbignyana* Vern., *Uraloceras fedorowi* Karp., *Pseudofusulina callosa* Raus., *Ps. concessa* Viss., *Ps.* ex gr. *schellwieni* Viss., *Parofusulina* ex gr. *lutugini* Schellw. Мощность 200 м.

6. Пески, песчаники, глины и мергели, сверху с прослоями гипсов. Мощность 100 м.

Нижнепермские отложения, развитые вдоль западного склона Урала к северо-востоку от р. Юрюзани, еще недостаточно изучены,

хотя известно, что ассельский, сакмарский и артинский ярусы представлены здесь терригенной толщей.

Рассмотренные выше типовые разрезы показывают, что описанные нижнепермские отложения западного склона Урала необычайно изменчивы. Однако нетрудно заметить, что их изменчивость подчиняется определенной закономерности. Фациальные зоны протягиваются, в общем, параллельно центральной складчатой зоне Урал-Тау. Развитые на востоке мощные терригенные толщи (до 4000 м) к западу постепенно замещаются маломощными карбонатно-глинисто-кремнистыми породами (не более 200 м), а эти последние быстро переходят в органогенно-обломочные известняки (около 700 м). Так как простирание позднейших складчатых сооружений местами резко не совпадает с направлением фациальных зон, то теперь вдоль западной окраины хребта выходят на поверхность ассельские, сакмарские и артинские осадки различных типов. От Алимбета на юге до р. Сима на севере наблюдается вся последовательность переходов от крайних типов терригенных осадков до известняков платформенного типа с рифами вдоль их восточной окраины. К северо-востоку от р. Сима наблюдается обратная смена разрезов.

Ассельские, сакмарские и артинские отложения Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии

Уфимское плато и Юрюзано-Сылвенская депрессия охватывают восточный край Русской платформы, осевую часть Предуральского предгорного прогиба и восточный борт последнего, в пределах южной части западного склона Среднего Урала. Предуральский прогиб наиболее активно развивался в пермский период, что вызвало резкие фациальные изменения рассматриваемых отложений. Поэтому целесообразно привести раздельное описание карбонатных разрезов платформенного типа, распространенных на Уфимском плато, рифовых и карбонатно-глинистых разрезов приосевой части Юрюзано-Сылвенской депрессии и, наконец, терригенных разрезов восточного борта прогиба, соответствующих восточной части депрессии.

Описание стратиграфии дается в основном по данным геологов ВНИГРИ, обобщенных в работах В. Д. Наливкина (1949, 1950). Пермские отложения расчленяются согласно унифицированной схеме стратиграфии пермских отложений Волго-Уральской области (1950).

На Уфимском плато ассельский ярус сложен слонистыми органогенными плотными тонкозернистыми водорослево-фораминиферовыми известняками (урмантауская свита). В этих породах были найдены *Pseudofusulina sulcata* Ког., *P. cf. ischimbajevi* Ког., *Rugosofusulina* sp., указывающие на возможность отнесения их к швагериновому горизонту. Мощность отложений 150—200 м.

Сакмарский ярус представлен чередующимися плотными известняками, фораминиферовыми (штаффелловыми) известняками и кораллово-детритусовыми известняками (юрюзанская свита). Нередко встречается линзовидное окремнение. Здесь найдены фораминиферы, типичные для тастубского и стерлитамакского горизонтов, колониальные кораллы: *Cystophora biseptata* Dobr., *Orionastraea solida* Stuck., *Thysanophylulum aseptatum* Dobr. и более редкие брахиоподы и мшанки. Мощность 130—170 м.

Общая мощность названных ярусов возрастает с запада на восток от 250—300 до 450 м. В восточном направлении увеличивается разнообразие фауны и большое значение приобретает криноидеи. Вместе с этим появляются линзообразные рифовые тела.

На восточном крае Уфимского плато и в западной части Юрюзано-Сылвенской депрессии слоистые известняки сменяются рифовыми. Последние в ряде пунктов образуют огромные рифовые массивы, достигающие площади 6—9 км² и мощности во много сотен метров. По своему строению, фауне и возрасту эти массивы совершенно аналогичны рифам района Ишимбая. В них встречена разнообразная фауна всех горизонтов ассельского и сакмарского ярусов. Межрифовые мало-мощные глинисто-карбонатные осадки в рассматриваемом районе нигде не обнажены. Аналогами их могут явиться лишь зеленовато-серые аргиллиты с прослоями кремнистых мергелей и реже песчаников, встречающиеся на северном склоне хр. Кара-Тау и возле с. Биянки.

Очень интересным образованием, связанным с поднимающимися структурами Кара-Тау, является известняковая брекчия, содержащая огромные глыбы известняков башкирского и визейского ярусов, а также рифовых известняков швагеринового горизонта. Возраст брекчии — низы тастубского горизонта. Мощность ее изменяется от 30 до 200 м. Известна она южнее Симского завода и западнее с. Биянки.

В восточной части Юрюзано-Сылвенской депрессии в ассельском ярусе располагаются ритмично чередующиеся глинистые сланцы и мелкозернистые граувакковые, известковистые песчаники (новокуркинская свита). Отложения свиты представляют собой флиш (Осипова, 1945). В редких прослоях детритусовых известняков встречаются *Schwagerina* sp. ex gr. *moelleri* Raus., *S.* ex gr. *robusta* Meek., *Pseudofusulina* cf. *krotovi* Schellw., *Uraloceras serpentinum* Max., *Agathiceras asselicum* Ruzh., *Artinskia naliokini* Ruzh. и др. Мощность быстро возрастает к востоку (от 450 м на р. Юрюзани до 800 м восточнее с. Тугузлы).

Верхи швагеринового горизонта представлены плотными глинистыми афанитовыми известняками, имеющими раковистый излом и правильную слоистость (ахуновская свита). В прослоях детритусовых известняков найдены: *Pseudofusulina uralica* var. *firma* Scham., *P. ischimbajevi* Kozh., *P. lutuginiformis* Raus. и др. Мощность изменяется от 150 до 350 м. К северу свита замещается песчано-глинистыми отложениями.

Тастубский горизонт сложен песчано-сланцевой свитой (шариповской), литологически очень сходной с вышеописанной новокуркинской. В ней собраны фораминиферы, мшанки и гониатиты. Мощность быстро возрастает к востоку (от 200 м на р. Юрюзани до 1500 м южнее с. Киги).

Стерлитамакский горизонт на западе (по р. Юрюзани) сложен пачками глинистых, часто окремненных известняков, чередующихся с песчано-глинистыми пачками (урдалинская свита). К востоку свита замещается конгломератами, составляющими низы бальзякской свиты. Фауна: *Pseudofusulina urdalensis* Raus., *P. plicatissima* Raus., мшанки, брахиоподы. Мощность 20—80 м.

На западе в пределах Уфимского плато низы артинского яруса представлены ясно слоистыми, сильно окремненными органогенными, слегка глинистыми известняками (иргинский горизонт). Фауна весьма разнообразна, но особенно характерны фузулиниды, которые обычно слагают верхи и низы разреза, а мшанково-брахиоподовые — его середину. Из фораминифер особенно типичны: *Parafusulina lutugini* (Schellw.), *Pseudofusulina kutkanensis* Raus., *P. juresanensis* Raus. Колониальные кораллы встречаются весьма редко и только в низах разреза. Мощность возрастает в северном направлении от 160 до 400 м.

Верхняя часть артинского яруса (камайская свита) мало отличается литологически от его нижней только что описанной части. Она выделяется по отсутствию фузулинид и наличию особого комплекса мшанок. Мощность отложений изменяется от 40 до 80 м. Минимальные значения ее приурочены к осевой части поднятий Уфимского плато.

На западе по р. Уфе в самых верхах артинского яруса встречаются небольшие рифовые массивы (сылвенские рифы), построенные водорослями.

В восточном направлении среди известняков появляются прослои и пачки мергелей, уменьшается количество фауны, увеличивается мощность, и органогенные известняки переходят в толщу мергелей, местами доломитизированных, почти лишенных фауны (таймеевская свита). В мергелях были найдены единичные пеллециподы, брахиоподы и гониатиты. Следы ползания червей (фукоиды) встречаются часто. Мощность превышает 300 м.

Далее к востоку, в осевой части Юрюзано-Сылвенской депрессии, постепенно увеличивается как количество терригенного материала, так и мощность осадков.

В основании артинского яруса, уже по р. Юрюзани, появляются конгломератовые прослои, залегающие среди песчаников (верхняя часть бальзякской свиты). Выше располагаются характерные черные битуминозные мергели (янгантауская свита), горящие под землей на Теплой горе (р. Юрюзань). Их мощность равна 200 м. Кверху битуминозные мергели сменяются чередующимися пачками окремненных известняков, с песчано-сланцевыми пачками (тандакская свита), мощностью 300—600 м и далее песчаниками, часто грубозернистыми с прослоями конгломератов (габдрашитовская свита). Мощность 50—200 м. Наконец, на восточном борту депрессии большая нижняя часть разреза сложена песчано-конгломератовой (белокатайской) свитой мощностью до 1000 м, перекрывающейся преимущественно песчаниковой (габдрашитовской свитой). Белокатайская свита с отчетливым размывом залегает на сакмарском ярусе. Она представляет собой молассу.

На востоке и в осевой части Юрюзано-Сылвенской депрессии верхи яруса (саранинский горизонт) представлены пачками слоистых известняков (исмагиловская свита) мощностью 30—100 м и пачкой глинистых афанитовых известняков (буранчинская свита) мощностью 30—80 м, а также двумя пачками загипсованных полимиктовых песчаников и сланцев (каранаевская и сабанаковская свиты) суммарной мощностью 40—150 м.

В нижней части артинского яруса встречается фауна фузулинид, гониатитов и реже брахиопод и мшанок. В его верхах в саранинском горизонте фауна почти отсутствует, но широкое развитие получает флора бардинского типа.

Ассельский, сакмарский и артинский ярусы платформенной части Башкирской АССР

Ассельские, сакмарские и артинские отложения в пределах платформенной части территории Башкирской АССР нигде не выходят на дневную поверхность. Залегая на более или менее значительной глубине под покровом верхнепермских пород и более молодых образований, они доступны для изучения лишь с помощью бурения.

До 1935 г. описываемые отложения в пределах платформенной части Башкирской АССР не были известны. Лишь для крайнего запада территории представление о характере этих отложений могло быть

получено из описания выходов их в верховьях рек Сока и Шешмы в работах А. Н. Нечаева (1913) и М. Э. Ноинского (1912). Новый этап изучения начался с открытия в 1932 г. Ишимбайского, а в 1937 г. Туймазинского нефтяных месторождений. С этого времени ведется систематическое изучение стратиграфии, литологии и фауны разреза верхнего палеозоя, в том числе ассельского, сакмарского и артинского ярусов, по kernovому материалу глубоких скважин, пробуренных на разведочных площадях в пределах указанных районов.

Описываемые отложения изучались А. Я. Виссарионовой, Д. Ф. Шамовым, Г. С. Порфирьевым, К. Р. Тимергазиным, Т. И. Шлыковой, З. А. Кондратьевой и др.

Степень изученности еще не высока. Это обусловлено неполнотой обработки имеющегося скудного палеонтологического материала, из которого более или менее основательно изучены лишь фузулиниды, мелкие фораминиферы и отчасти кораллы. Результаты этих исследований освещаются в сводных работах Ю. А. Притулы, А. А. Борисова, Д. Ф. Шамова, А. Я. Виссарионовой и А. А. Трофимука. В кратких чертах стратиграфия сакмарского и артинского ярусов для платформенной части Башкирии представляется в следующем виде:

Ассельский ярус, швагериновый горизонт. Известняки слоистые, слабо глинистые с *Pseudofusulina gregaria* Lee, *P. Krotowi* Schell., ругозофузулинами и редкими швагеринами. Мощность в западных районах 8—10 м, к востоку увеличивается до 38—40 м.

Сакмарский ярус, рязановский горизонт. Известняки прослоями органогенные, серые и светло-серые, участками окремнелые и загипсованные, с многочисленными чечевицеобразными параштаффеллами групп *P. preobrajenskyi* Dut., *Globivalvulina trigonalis* Viss (mscr) и др. Мощность увеличивается с востока на запад от 15—20 м (в районе Туймазов) до 200 м (в районе Стерлибашево).

Туймазинский горизонт. Известняки с прослоями доломитов и оолитовых известняков, приуроченных к кровле горизонта. Фауна, встреченная в этом горизонте, обильна и разнообразна. Здесь присутствуют почти все виды параштаффелл, известные из сакмарских отложений; встречаются колониальные кораллы *Orionastraea* и *Syringopora*. Мощность Туймазинского горизонта увеличивается с востока на запад от 100—110 до 140—160 м.

Артинский ярус, стерлибашевский горизонт. На участке Стерлибашево к этому горизонту относится толща параштаффелловых слоистых глинистых известняков с характерными *Parastaffella immutata* Viss. (mscr), корнуспирами (?) и др. Мощность 35—40 м.

В западных районах этому горизонту соответствуют гломоспировые известняки с прослоями ангидритов. Мощность составляет от 5 до 35—40 м.

Район Рязановки. Названные отложения в этом районе имеют большие фациальные отличия от тех же отложений в других районах платформы. Ассельский ярус вскрыт скважиной № 1/12 лишь в своей верхней части, состоящей из слоистых известняков с фауной фузулинид швагеринового горизонта.

Сакмарский ярус представлен в разрезе полностью и соответствует, вероятно, большей части тастубских слоев Предуральского прогиба, а может быть, и верхам швагеринового горизонта. В сложении горизонта участвуют только карбонатные породы, преимущественно известняки органогенные, слабо глинистые, с многочисленными чечевицеобразными мелкими параштаффеллами группы *P. preobrajenskyi* Dut. и сходными с ней видами. Мощность горизонта 100 м.

Сакмарский ярус, туймазинский горизонт. Он соответствует в основном стерлитамакскому горизонту Предуральского прогиба и сложен слоистыми известняками, прослоями параштаффелловыми и коралловыми. В нижней части горизонта параштаффеллы более редки и представлены главным образом чечевицеобразными формами: *P. preobrajenskyi* Dut., *P. bradyi* Mull. и *P. mathildae* Dut. и др. По всей толще встречаются редкие псевдофузулины группы *Ps. urdalensis* Schell. Верхняя часть горизонта характеризуется обильными и разнообразными по видовому составу параштаффеллами и фораминиферами. Из параштаффелл встречены: *P. pseudosphaeroidea* Dut., *P. ovalis* Viss (mscr), *P. dagmarae* Dut., *P. bradyi* Moell., *P. preobrajenskyi* Dut. и др. Прослоями встречаются астреевидные и трубчатые кораллы. Мощность достигает 140—150 м.

Артинский ярус. В районе Рязановки артинские отложения представлены в фации, типичной для Предуральского прогиба, и охарактеризованы четкой фауной псевдофузулин — в нижней части группы *Pseudofusulina concavitas* Viss. (бурцевский горизонт), и в верхней — группы *P. lutugini* Schell. (иргинский горизонт). Общая мощность этих отложений 200 м.

Стерлибашевский район. В районе с. Стерлибашево разрез ассельского, сакмарского и артинского ярусов следующий:

Ассельский ярус, швагериновый горизонт. Глинистые окремненные, часто перекристаллизованные известняки с фауной фораминифер (в том числе *Schwagerina* и *Rugosofusulina*) и члеников криноидей. Мощность 38 м.

Сакмарский ярус представлен двумя фациями: параштаффелловой толщей, рязановским и туймазинским горизонтами. Параштаффелловая толща сложена глинистыми известняками и доломитами, нередко окремнеными, содержащими водоросли, фораминиферы, преимущественно параштаффеллы и астреевидные кораллы (*Orionastrea Stuckenbergi* Seg., *Cystophora monoseptata* Debr) и др. Мощность толщи 400 м. В верхней части ее в породах карбонатных пород встречена жидкая газированная нефть. Параштаффелловая толща, по-видимому, соответствует верхней части сакмарского и нижней половине артинского ярусов. Она покрывается мощной ангидритовой толщей с прослоями доломитов. В основании последней залегает 40-метровая пачка пористых насыщенных нефтью доломитов с прослойками аргиллитов. Эти отложения обычно относятся к кунгурскому ярусу, но, возможно, что нижняя часть их соответствует еще артинскому ярусу.

Параштаффелловые известняки в Стерлибашево характеризуют в основном сакмарский ярус и только самая верхняя часть их (около 40 м) может быть отнесена к артинскому ярусу.

Рязановский горизонт представлен серыми известняками, участками глинистыми, прослоями оолитовыми с характерными «сгустковыми образованиями». Из фауны параштаффелл преимущественно встречаются *P. preobrajenskyi* Dut. и др., чечевицеобразные параштаффеллы и лишь в верхах горизонта появляются овальные параштаффеллы группы *P. dagnorae* Dut. Мощность горизонта 200 м.

Туймазинский горизонт, представленный такого же типа органогенными известняками, характеризуется обильным развитием фауны параштаффелл, разнообразных по своему видовому составу.

Типичными представителями являются субсферические параштаффеллы группы *Parast. pseudosphaeroidea* Dut., *P. ovalis* Viss. (mscr) и др. Из глобивальвулин наиболее часто встречаются: *Glob. multicamerata* Viss. (mscr), *Glob. trigonalis* Viss. (mscr), *Glob. rjasanica* Viss.

(mscr) и др. Фауна астреовидных и трубчатых кораллов приурочена к этому горизонту. Прослоев с кораллами по стерлибашевским скважинам отмечается обычно не более двух и мощность их изменяется от 20 до 40 м. Мощность горизонта достигает 160—165 м.

Артинский ярус, стерлибашевский горизонт. Он представлен параштаффелловыми глинистыми слоистыми известняками. Параштаффеллы нередко являются пороодообразующими, и в некоторых случаях наблюдаются их сдавленность и деформация. Особенным развитием пользуются овалы параштаффеллы, главным образом *P. immutata* Viss. (mscr), *P. immutata* V., *Compacta* Viss (mscr). Наряду с параштаффеллами в массовом количестве встречаются весьма однообразные корнуспиры. Кораллы в стерлибашевском горизонте совершенно отсутствуют. Мощность горизонта равна 35—40 м.

Туймазинский район. Разрез сакмарских и артинских отложений, вскрытых буровыми скважинами в Туймазинском районе, фациально отличен от приведенных разрезов Рязановки и Стерлибашево.

Ассельский ярус, швагериновый горизонт. Этот горизонт вскрыт многими скважинами в Туймазинском районе. Представлен он светло-серыми доломитизированными известняками с прослоями доломитов. Редкие раковины швагерин были обнаружены лишь в скважинах № 1001 и 1004. Во всех остальных изученных скважинах был обнаружен лишь сопутствующий комплекс фузулиид: *Pseudofusulina gregoria* Lee., *Ps. paragregaria* Ra u s., *Ps. Krotowi* Schell., *Rugosofusulina* ex gr. *stabilis* Ra u s. Мощность 8—10 м.

Сакмарский ярус, рязановский и туймазинский горизонты. Рязановский горизонт выделяется условно. К нему отнесены сильно доломитизированные известняки с прослоями доломитов и органогенных известняков с параштаффеллами и глобивальвулинами. Параштаффеллы чечевицеобразные, мелкие, характеризующие преимущественно группу *P. preobrajenskyi* Dut. Мощность не более 20—25 м.

Вверх по разрезу прослой органогенных известняков с кораллами и параштаффеллами встречаются чаще. Кораллы относятся к группам *Orionastraea* и *Syringopora*. Среди параштаффелл преобладают овалы и субсферические формы групп *P. pseudosphaeroidea* Dut. и *P. dagmarae* Dut.

Самая верхняя часть параштаффелловых известняков (10—15 м), соответствующая верхам туймазинского горизонта, характеризуется оскудением фауны. Наиболее типичными для нее следует считать небольшие по размерам, сжатые с боков, с закругленной периферией параштаффеллы, близкие к *P. leei* Dut., которые выделены в особый вид *P. religua* Viss (mscr). Встречаются также *P. ex gr. preobrajenskyi* Dut. Фауна кораллов отсутствует. Мощность 130—140 м.

Артинский ярус, стерлибашевский горизонт. К стерлибашевскому горизонту в Туймазинском районе можно отнести самую верхнюю часть органогенных известняков, залегающих под галогенным кунгуром. Известняки прослоями гломоспировые и «мелкогустковые». Размеры «густковых образований» не превышают размеров гломоспир, а нередко и значительно меньше их.

Из гломоспир наибольшее развитие имеют: *Glomospira gordialis* Zon. et Park., *Gl. pusilla* Gein., *Gl. hemigaediformis* Tscherd. и др. Мощность горизонта на Туймазинской структуре изменяется от 5 до 25 м. Такие колебания мощностей обусловлены размывом некоторой части артинских известняков.

Ассельские, сакмарские и артинские отложения платформенной Башкирии фациально резко отличны от разрезов Предуральяского про-

гиба. По всем районам платформы ассельские отложения представлены известняками со швагеринами и псевдофузулинами, а сакмарские — фацией параштаффелловых известняков. Вполне возможно, что верхняя часть швагеринового горизонта представлена уже параштаффелловыми известняками и к нему может быть отнесена какая-то часть рязановского горизонта.

В туймазинском горизонте наряду с богатой фауной параштаффелл были встречены немногочисленные псевдофузулины группы *Ps. urda-lensis*, характерные для стерлитамакского горизонта прогиба. Кроме того, колониальные астреевидные кораллы, также имеющие развитие в отложениях стерлитамакского горизонта, были встречены в разрезах платформы в туймазинском горизонте.

Эти данные позволяют достаточно уверенно сопоставлять туймазинский горизонт платформы со стерлитамакским горизонтом депрессии. Артинский ярус на платформе представлен стерлибашевским горизонтом, который, возможно, соответствует бурцевскому и иргинскому горизонтам. Границу между сакмарским и артинским ярусами, а следовательно, и между туймазинским и стерлибашевским горизонтами, по видимому, следует проводить по смене комплексов параштаффелл или по полному исчезновению их и появлению нового комплекса фораминифер, представленных гломоспирами (Туймазы и прилегающие районы). Эта граница несколько выше зоны с астреевидными кораллами, кровля которой была принята за кровлю сакмарского яруса.

Мощность отложений артинского яруса в ряде разрезов платформенной области сильно колеблется. На Туймазинской структуре она составляет от 25 до 5—3 м; на Дубровской площади по отдельным скважинам, отложения артинского яруса полностью отсутствуют. На Леонидовской площади их мощность также подвержена сильным колебаниям.

Кунгурский ярус в пределах Башкирской АССР и Оренбургской области

Кунгурские отложения развиты почти на всей территории к западу от передовых складок Урала. Они отсутствуют только на значительной части Уфимского плато, на площади, примыкающей с запада к массиву Кара-Тау, на стерлитамакских горах-одиночках и в самых северо-западных районах Оренбургской области. На дневную поверхность кунгурские отложения выходят по восточному борту Предуралья прогиба, протягиваясь узкой полосой к югу и северу от массива Кара-Тау, а также в южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии. Широкая полоса их выходов протягивается от западной и юго-западной окраин Уфимского плато на юг по водоразделу и долинам рек Уфы и Сима до р. Белой и далее прослеживается по водоразделу, а участками и по долинам рек Белой и Уршака почти до широты г. Стерлитамака. Отдельные выходы известны в ряде пунктов по р. Белой, ниже г. Уфы, в верховьях р. Бири, на р. Ике, в районе Туймазинского месторождения и в нижнем течении р. Салмыша (Оренбургская область). Кунгурские отложения перекрываются верхнепермскими, а в долине р. Белой участками на них налегают третичные отложения. Районы, где кунгурские образования выведены на дневную поверхность, характеризуются развитием карста.

Вопросы стратиграфии кунгурских отложений Предуралья прогиба и восточной части Русской платформы описываемой территории в основном рассматривались в связи с изучением разрезов нефтеносных

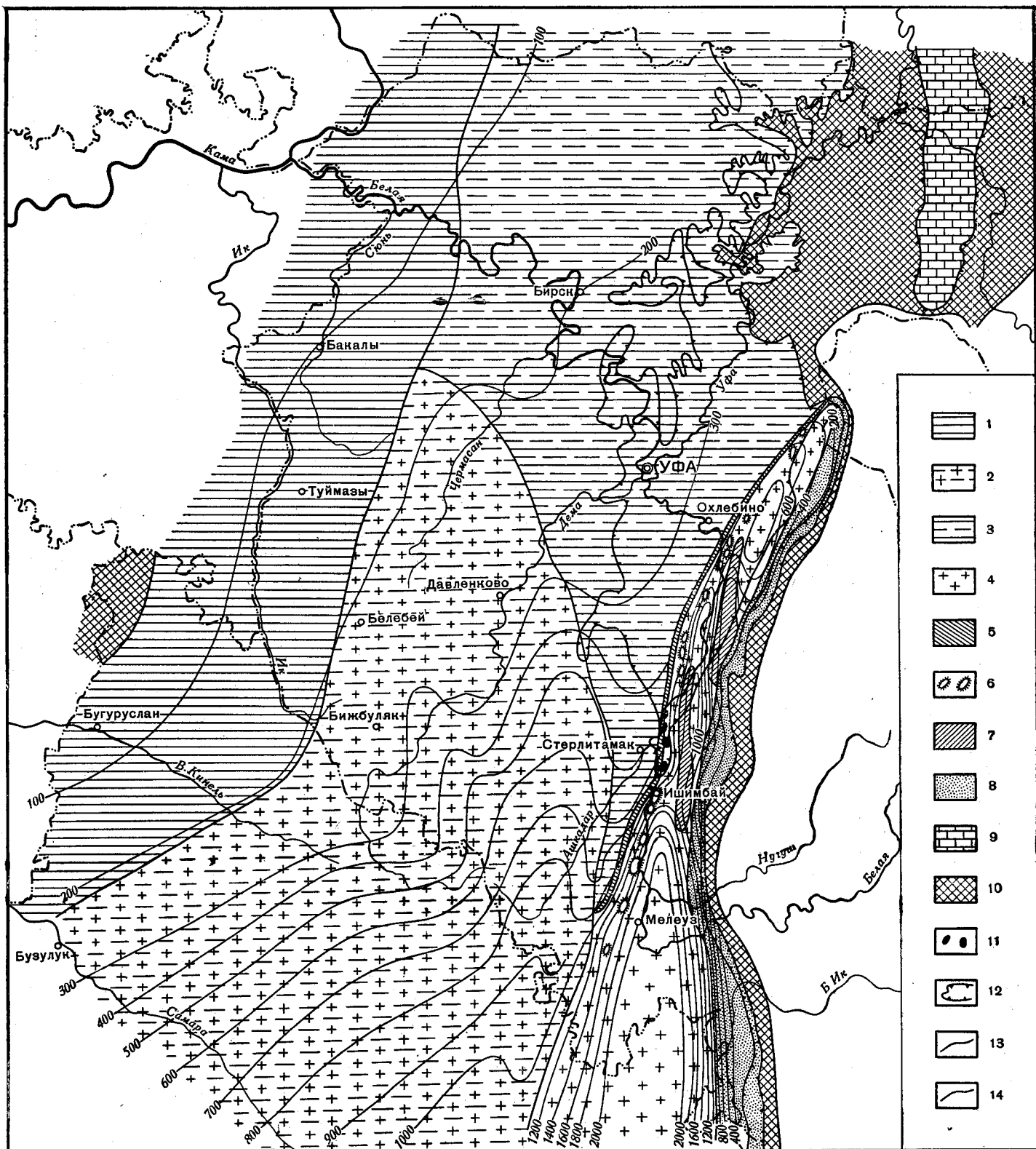


Рис. 34. Схема распространения различных типов разрезов кунгурского яруса на территории Башкирии и прилегающих районов Оренбургской области

Типы разрезов: 1 — туймазинский; 2 — стрелибашевский; 3 — покровско-рязановский; 4 — депрессионный; 5 — аллагуватовский; 6 — над-массивный; 7 — кинзебулатовский; 8 — восточный; 9 — юрюзано-айский; 10 — область, где кунгурские отложения уничтожены размывом; 11 — Стерлитамакские горы-одиночки (область отсутствия); 12 — границы естественных выходов; 13 — границы между различными типами; 14 — изолинии мощностей.

площадей Западного Приуралья. Стратиграфия, литология кунгура и тектоника его освещены в работах А. А. Богданова (1935, 1947), Н. М. Страхова (1946), В. Д. Наливкина (1949, 1950), Н. И. Герасимова и Е. И. Тихвинской (1934), А. Н. Розанова (1952, 1957) и др.

Отложения кунгурского яруса вскрыты в Южном Приуралье. Они характеризуются непостоянством литолого-фациального состава и мощностей, что в основном связано с сильно расчлененным рельефом докунгурского ложа и неоднородностью тектонического режима отдельных участков. Кунгурские отложения представлены ангидритами, гипсами, каменной солью, доломитами и в меньшей мере известняками, песчаниками и глинами. Органические остатки в них встречаются редко и они недостаточно изучены. Поэтому корреляция отдельных разрезов производится на основании изучения литологии и данных электро- и радиокаротажа. До настоящего времени нет единого представления об объеме кунгурского яруса. В данном очерке он рассматривается в составе двух свит: филипповской и иреньской. Соликамская свита северных районов Башкирии и соответствующая ей переходная толща южных районов отнесены к уфимскому ярусу.

В пределах Южного Приуралья выделяются три региона: 1) юго-восточный склон Русской платформы; 2) Предуральский прогиб и 3) Уфимское плато.

Сопоставляя литологическую характеристику разрезов кунгурского яруса платформенной части Башкирии и Оренбургской области, можно выделить несколько типов разрезов: туймазинский, стерлибашевский и покровско-рязановский (рис. 34).

Туймазинский тип характеризуется минимальными мощностями и приблизительно равным количеством в разрезе доломитов и ангидритов. У Туймазов в основании яруса на артинских отложениях без видимого перерыва залегает ангидритово-доломитовая пачка. Она складывается доломитами серыми и темно-серыми тонкокристаллическими, прослоями оолитовыми, глинистыми, участками слоистыми и плейчатыми, с прослоями ангидритов голубовато-серых массивных. Мощность пачки до 30 м. Выше залегает доломитово-ангидритовая пачка, сопоставляемая с иреньской свитой тех же разрезов. Она представлена ангидритами голубовато-серыми массивными, участками слоистыми, в верхней части глинистыми с прослоями глин. В нижней части наблюдаются прослои доломитов серых тонкокристаллических слабо известковистых. Мощность пачки до 80 м.

Перекрываются кунгурские отложения уфимскими, в основании которых на отдельных участках залегают брекчии, фиксирующие размыв кровли кунгурского яруса (рис. 35).

Туймазинский тип строения кунгурского яруса распространен на восточном и юго-восточном склонах Татарского свода и приурочен к области с наиболее высоким положением докунгурского ложа. На большей части этой области кунгурские образования без видимого перерыва залегают на артинских отложениях. В наиболее западных районах они местами лежат на размытой поверхности сакмарского яруса. Такие участки обнаружены в районе устья р. Белой, у с. Бакалы и в Оренбургской области, северо-западнее линии Абдулино — Пилюгино. Кунгурские отложения на восточном и юго-восточном склонах Татарского свода почти всюду перекрываются здесь уфимскими. И только в Бугурусланском районе на размытой поверхности кунгурского яруса залегают породы нижнеказанского яруса. В самых северо-западных районах Оренбургской области размыв становится еще более глубоким, и на сакмарских отложениях непосредственно залегают казанские.

Мощности кунгурского яруса в разрезах туймазинского типа изменяются от 70 м на северо-западе до 220 м на юго-востоке. Мощность растет, в общем, закономерно за счет увеличения мощности ангидритовых прослоев. В этом же направлении заметно уменьшаются в мощности карбонатные прослои. На восток и юго-восток от Туймазов местами в разрезе встречаются незначительные прослои каменной соли. Необходимо отметить, что к северу от Туймазов ангидритовые прослои выклиниваются, и карбонатные прослои иреньской свиты сливаются с карбонатами филипповской свиты в одну мощную пачку.

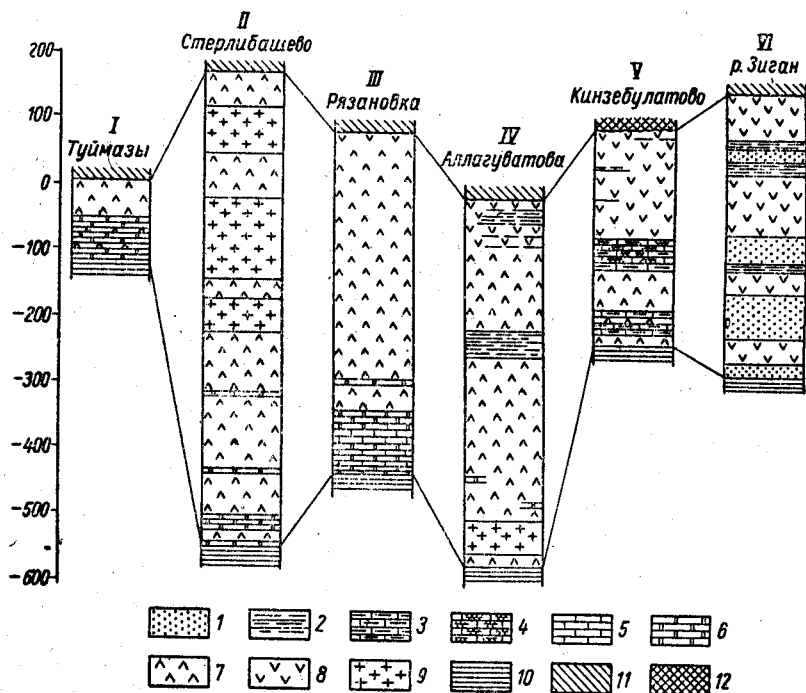


Рис. 35. Сопоставление различных типов кунгурских отложений

1 — песчаники; 2 — глины; 3 — мергели; 4 — песчанистые мергели; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — ангидриты; 8 — гипсы; 9 — каменная соль; 10 — артинские отложения; 11 — уфимские отложения; 12 — четвертичные отложения.
Типы разрезов: I — туймазинский; II — стерлибашевский; III — покровско-рязановский; IV — аллагуватовский; V — кинзебулатовский; VI — восточный

Фауна в кунгурских карбонатах встречается очень редко. В Туймазинском районе найдены: *Productus ex gr. uralicus* Tschern., *Marginiifera typica* Waag., *Spirifer camaratus* Mart., *Bakewella sedwickiana* King., *B. nititovessia* Jak., *B. antiqua* Munst., *Natica minima* Braun., *Schizodus obscurus* Sow., *Athyris royssianus* Keys.

Стерлибашевский тип характеризуется преобладанием в разрезе ангидритов и наличием значительных пластов каменной соли. В районе с. Стерлибашево в основании яруса залегает ангидритово-доломитовая пачка. Она сложена доломитами серыми и темно-серыми кристаллическими, прослоями оолитовыми, иногда глинистыми. Встречаются прослои ангидритов голубовато-серых массивных, частью слоистых. Мощность пачки до 50 м.

Выше залегает галогено-ангидритовая пачка, сопоставляемая с иреньской свитой. Она представлена ангидритами голубовато-серыми

массивными, в верхней части глинистыми. В нижней части пачки наблюдаются тонкие прослой доломитов серых тонкокристаллических, а в средней и верхней частях — мощные пласты каменной соли, число которых достигает трех, а суммарная мощность их колеблется от 50 до 125 м. Мощность пачки составляет 690 м.

Стерлибашевский тип разреза развит на юго-восточном склоне Русской платформы, охватывающем значительную территорию Башкирии и Оренбургской области. Он распространен юго-восточнее полосы развития туймазинского типа и несколько западнее линии Чекамгуш — Стерлитамак — Оренбург. Здесь кунгурский ярус без видимого перерыва залегает на артинском и перекрывается уфимским ярусом.

Кроме типичных разрезов, аналогичных описанному на отдельных участках, встречаются разрезы, отличающиеся почти полным исчезновением каменной соли и значительным уменьшением мощности яруса.

В пределах распространения отложений стерлибашевского типа мощности яруса существенно изменяются. На севере они составляют 150—170 м, а на юге — до 1000 м. Резкие увеличения мощности зависят от возрастания мощности пластов каменной соли. Площадь залегания отложений стерлибашевского типа является районом развития соляной тектоники.

Л. Н. Розанов (1957) считает, что резкие изменения мощности солей и ангидритов произошли в результате пластических деформаций, и предполагает, «что эти явления развивались в новейшие эпохи» и привели к образованию Федоровско-Стерлибашевского и Сараево-Асдыкульского валов.

Покровско-рязановский тип кунгурского яруса выделен и описан Н. М. Страховым (1947). Он характеризуется преобладанием в разрезе ангидритов и наличием прослоев известняков.

В районе деревень Рязановки и Покровка (по Н. М. Страхову) в основании яруса залегает толща доломитов и известняков тонкокристаллических и оолитовых, слабо глинистых с брахиоподами, пелециподами и водорослями. На отдельных участках в этой толще наблюдаются прослой ангидритов. Мощность 25—100 м. На карбонатной толще залегает гипсово-ангидритовая. Она сложена в нижней части голубыми кристаллическими ангидритами; здесь наблюдаются два-три довольно мощных карбонатных прослоя, иногда с фауной, а в верхней части — гипсами с прослоями глин. Н. М. Страхов отмечает, что «по направлению вверх отчетливо замечается обогащение гипсов глинистым материалом, так что в конце концов порода представляет глинисто-мергелистую основу, в которую вкраплена масса крупных хорошо ограненных кристаллов гипса». Общая мощность гипсово-ангидритовой толщи 350—400 м.

Покровско-рязановский тип разреза кунгурского яруса развит на территории Башкирии восточнее туймазинского и стерлибашевского, его восточная граница проходит по восточной окраине Уфимского плато (рис. 36) и западному борту Предуральяского прогиба до широты горы Мелеуза. В пределах области распространения разрезов покровско-рязановского типа кунгурские отложения без видимого перерыва залегают на артинских. На большей части территории они перекрываются уфимскими, а на отдельных участках — третичными и четвертичными отложениями. Мощности кунгурского яруса увеличиваются здесь с севера на юг от 100 до 700 м за счет верхней толщи. Необходимо отметить, что ангидритовые прослой карбонатной толщи на

отдельных участках выклиниваются. Кунгурские отложения рассматриваемого типа местами выходят на поверхность (рис. 37).

На территории развития отложения данного типа среди карбонатной толщи встречаются известняковые прослои с фауной брахиопод, пелеципод, водорослей, фораминифер и криноидей. В окрестностях с. Охлебинина в «брахиоподовых доломитах» были найдены: *Productus irginae* Stuck., *P. lobatus* Sand.(?), *P. konincki* Vern., *Marginitifera typica* Waag., *M. uralica* Tschern., *M. rostrata* Kut., *Spirifer cameratus* Mart., *Spiriferina cristata* Schl. и др.

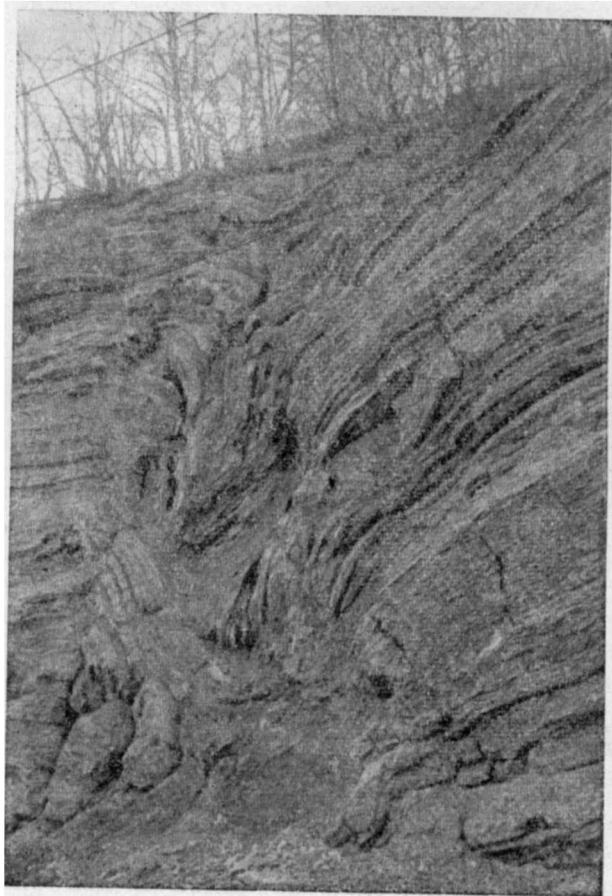


Рис. 36. Гипсы кунгурского яруса пермской системы. Правый берег р. Белой у разезда «Воронки» в окрестностях г. Уфы. Фото Е. Д. Богдановича

В Предуральском прогибе кунгурские отложения формировались в условиях резко расчлененного докунгурского рельефа. Указанное обстоятельство и явилось основной причиной фациального многообразия осадков. Н. М. Страхов, детально изучивший кунгурские отложения Ишимбайского района (Страхов, 1947), выделяет в прогибе пять типов разрезов: аллагуватовский; соленосный; надмассивный; аллакаевский и восточный. Указанные типы распространены на всей территории прогиба. Кроме них, необходимо выделить юрюзано-айский тип, распространенный в южной части Юрюзано-Сылвенской впадины, а также

кинзебулатовский, приуроченный к области распространения структур кинзебулатовского типа.

Аллагуватовский тип разреза характеризуется отсутствием нижней карбонатной пачки, соответствующей филипповской свите. Разрез кунгурского яруса в районе с. Аллагуватово представлен ангидритами и гипсами. Внизу залегает мощная толща голубых и голубовато-серых ангидритов с включениями и тонкими прослоями доломитов. На ангидритах залегают гипсы, в которых заметно увеличивается количество глинистого материала и глинистых прослоев. Мощность яруса 525—600 м. Аллагуватовский тип распространен в пределах узкой полосы, отвечающей западному борту Предуральского прогиба. В аллагуватовском типе разреза кунгурский ярус, по-видимому, представлен лишь верхней своей частью, а именно иренской свитой.

Соленосный тип разреза. Н. М. Страхов (1947) для Ишимбайского района в разрезе этого типа выделяет два «горизонта»: соленосный и гипсово-ангидритовый. Нижний, соленосный «горизонт» состоит из более или менее мощных пластов каменной соли с прослоями ангидритов тонкослоистых плитчатых, реже массивных, в нижней части отмечаются прослой глины, часто песчаных, и конгломератов. Мощность горизонта колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров. На соленосном «горизонте» залегает гипсово-ангидритовый. Он обычно слагается в нижней части ангидритами, а в верхней — гипсами, иногда исключительно ангидритами. В нижней части встречаются редкие и маломощные прослои сильно сульфатизированных доломитов, в верхней — редкие прослои глины. По мере продвижения вверх по разрезу содержание глинистого материала и глинистых прослоев значительно увеличивается. Мощность описываемого «горизонта» изменяется от 80 до 650 м.

Надмассивный тип разреза характеризуется небольшими мощностями кунгурского яруса. Н. М. Страхов относил к надмассивному типу только отложения, в которых отсутствуют пласты каменной соли, считая отсутствие соли характерной чертой этого типа.

На новых промысловых площадях в южной части Предуральской депрессии (Старо-Казанковская, Введенская и др.) соль над массивами имеет почти сплошное распространение. Поэтому необходимо расширить понятие «надмассивный тип», включив сюда и разрезы с маломощными пластами соли.

В районе Ишимбая надмассивный тип слагается пачкой ангидритов и гипсов. Ангидриты встречаются в нижней части разреза, гипсы — в верхней. В основании разреза залегает небольшая по мощности (до 20 м) пачка доломитов серых и буровато-серых, кавернозных, сульфатизированных. По направлению от вершины рифа к подножиям в нижней части разреза среди ангидритов появляются маломощные пласты каменной соли. В верхней части разреза среди гипсов отмечаются прослои карбонатов, мергелей, глины и песчаников. Мощность кунгурского яруса на площади Ишимбаевского месторождения изме-

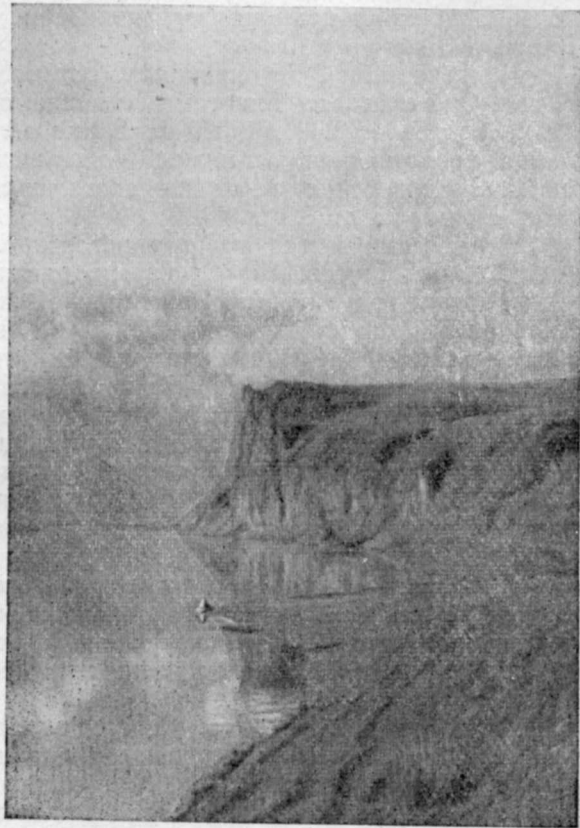


Рис. 37. Скальный выход гипсов и ангидритов кунгурского яруса нижней перми на правом берегу р. Белой в окрестностях с. Охлебинино. Фото Е. Д. Богдановича

няется от 100 до 400 м, увеличиваясь по направлению подножий массивов.

В районе дер. Старой Казанковки разрез надмассивного типа отличен от ишимбайского. Здесь, по данным Д. Ф. Шамова, верхнеартинские рифовые известняки без следов перерыва переходят в кунгурские известняки, которые также представлены в рифовой фации. В известняках встречены немногочисленные водоросли, брахиоподы, гастроподы, мшанки и мелкие фораминиферы. Мощность пачки достигает 150 м.

На известняковую пачку ложится достаточно мощная соленосная толща. Она слагается пластами каменной соли с прослоями ангидритов. Мощность ее от 200 до 500 м. Выше залегает гипсово-ангидритовая толща, представленная в нижней части ангидритами с прослоями доломитов и мергелей, в верхней — гипсами с включениями и прослоями глин. Мощность до 320 м.

Надмассивный тип разреза встречается на отдельных локальных участках над рифовыми массивами, распространенными вдоль западного борта Предуральской депрессии. Кунгурские отложения залегают здесь на различных горизонтах сакмарского и артинского ярусов. Они перекрываются уфимскими и третичными отложениями. Мощность яруса увеличивается от северных массивов (от 100 м) к южным (800 м и более). Необходимо отметить, что над массивами мощности очень сильно изменяются, увеличиваясь к их подножиям.

Кинзебулатовский тип разреза, выделенный Д. Ф. Шамовым, очень близок к разрезам надмассивного типа. Он характеризуется относительно небольшими мощностями кунгурского яруса и приурочен к древним поднятиям кровли артинского яруса. В районе с. Кинзебулатово в нижней части яруса залегает мергельно-ангидритовая толща, состоящая из двух пачек слоисто-плитчатых ангидритов и двух пачек микрослоистых мергелей. Мощность 70—120 м. Выше лежит соленосная толща. Она слагается пластами каменной соли, ангидритами и гипсами. Мощность каменной соли достигает 100 м, над сводовой частью структуры соль отсутствует. Заканчивается разрез гипсово-ангидритовой толщей, представленной ангидритами и гипсами с прослоями глин и мергелей, участками песчаных. Мощность от 350 до 600 м. Описанные разрезы развиты в полосе распространения складок кинзебулатовского типа.

Кунгурские отложения здесь залегают на артинских без видимого перерыва, перекрываются они уфимскими отложениями и участками выходят на дневную поверхность. Мощность кунгурского яруса изменяется от 620 до 860 м, увеличиваясь от свода структуры к крыльям.

Аллакаевский тип характеризуется преобладанием в разрезе терригенных пород, он встречен у с. Аллакаево. Здесь под уфимскими, а местами под четвертичными отложениями залегает мощная толща сульфатизированных песчаников и глинистых сланцев. Н. М. Страхов (1947) выделил в ней три пачки: 1) верхнюю, сложенную бурыми и красно-бурными глинами с включениями ангидрита и редкими прослоями сульфатизированных песчаников, мощностью 150 м; 2) среднюю, представленную серыми и темно-серыми глинами и песчаниками с крупными включениями и прослоями каменной соли, мощностью до 300 м, и 3) нижнюю — пачку пестрых песчаников, которые участками переходят в конгломераты, в нижней части наблюдаются прослой темных глинистых ангидритов, а участками довольно мощные прослой доломитов. Ни одна из скважин не вскрыла отложения описываемой толщи на полную мощность. Н. М. Страхов параллелизует рассматриваемые отложения с гипсово-ангидритовой и частью соленосной тол-

щами и считает, что это — конус выноса потока, впадавшего в лагуну из горной области Урала. Подобные отложения встречены также к югу от с. Карлы.

Восточный тип разреза кунгурского яруса характеризуется наличием терригенных прослоев среди гипсов. От разрезов аллакаевского типа, где терригенные породы по своему характеру близки к уфимским красноцветам, он отличается зеленовато-серым цветом, лучшей отсортированностью терригенных пород и наличием мощной гипсовой толщи. Данный тип развит по восточному борту Предуральяского прогиба, протягиваясь узкой полосой к югу от массива Кара-Тау и обнажаясь по рекам, пересекающим эту полосу: Лемезе, Инзеру, Зигану, Селеуку, Бол. Ику, Сакмаре, Уралу и др. Здесь выделяются две толщи: 1) нижняя, сложенная песчаниками и глинистыми сланцами с включениями и прослоями гипсов, местами с отдельными прослоями карбонатов и мергелей, и 2) верхняя, представленная гипсами массивными и слоистыми с прослоями терригенных пород. Мощность обеих толщ по отдельным участкам сильно колеблется. Общая мощность кунгурского яруса изменяется от 100 до 500 м. Кунгурские отложения перекрываются уфимскими.

В рассмотренном типе кунгурский ярус представлен прибрежными фациями, которые формировались в непосредственной близости от горных хребтов Урала.

Юрюзано-Айский тип характеризуется карбонатным составом кунгурского яруса. Он развит на юге Юрюзано-Сылвенской депрессии. В. Д. Наливкин (1949, 1950), изучавший геологию рассматриваемой территории, указывает, что аналогом филипповской свиты является здесь верхняя часть таймеевской. На р. Ае у с. Метели верхняя часть этой свиты представлена мергелями серыми и желтовато-серыми, тонкослоистыми слабо доломитизированными, мощностью до 60 м. Выше залегает пачка известняков и доломитов светло-серых, мучнистых, прослоями оолитовых, мощностью 10—20 м. В. Д. Наливкин указывает, что «эти породы почти неотличимы от пород филипповой свиты доломитов и соответствуют по возрасту ей». В восточной части Юрюзано-Сылвенской депрессии рассмотренным выше отложениям соответствует устьикинская свита, которая сложена тонкоплитчатыми доломитовыми мергелями, желтовато-серыми с прослоями глинистых сланцев и песчаников. Мощность свиты у с. Устьикинского 40 м, на р. Юрюзани — 50—70 м.

На отложениях таймеевской и устьикинской свит залегает лемазинская свита. В обнажениях у с. Метели на р. Ае отложения этой свиты с размывом залегают на таймеевских карбонатных породах. Они представлены известняками и доломитами, часто брекчиевидными, дырчатыми, мощностью до 100 м. Лемазинские известняки состоят из обломков разной величины и окатанности. В. Д. Наливкин указывает, что эти известняки на большей части рассматриваемой территории залегают на нижележащих отложениях с размывом, постепенный переход наблюдается лишь у с. Таймеево, в осевой части Юрюзано-Сылвенской депрессии. Об их происхождении он пишет: «... лемазинские брекчиевидные известняки представляют собой обломочную осадочную породу, образовавшуюся за счет разрушения карбонатных толщ поднявшегося Уфимского плато и отдельных островов на востоке Юрюзано-Сылвенской депрессии и отложившуюся в водном бассейне, заполнявшем осевую часть этой депрессии».

Максимальные мощности лемазинских известняков наблюдаются по западному борту Юрюзано-Сылвенской депрессии. Свита лемазинских известняков, вероятно, синхронна части иреньской свиты.

Верхнепермские отложения

Верхнепермские отложения в пределах Башкирии и прилегающих районов Оренбургской области имеют широкое распространение. В платформенной части они обнажаются на водоразделах и в долинах рек Белой, Демы, Уфы, Ика, Салмыша и их притоков, а также вскрыты многочисленными скважинами. Мощность их здесь достигает 350—500 м.

В Предуральском прогибе верхнепермские отложения покрывают обширные площади к востоку от меридионального течения р. Белой (бассейны рек Лемезы, Селеука, Нугуша и др.) и к югу от широтного течения ее (бассейны рек Бол. Ика, Бол. Сурана и др.). Здесь они представлены исключительно красноцветными континентальными осадками мощностью до 2000—8000 м*.

Первый этап изучения охватывает период от конца XVIII до начала XIX века.

П. С. Паллас (1773) и И. И. Лепехин (1814) кратко описали красноцветные толщи Приуралья, отметив приуроченность к ним медных руд. Р. И. Мурчисон (1849) приводит подробные описания некоторых разрезов по рекам Деме, Усению и Кидашу. Вангенгейм фон Квален (1840—1851) при осмотре многочисленных медных рудников собрал обильные остатки фауны позвоночных и отнес красноцветную толщу Приуралья к пермской системе (цехштейну). Краткое описание красноцветных пород северо-восточных частей Оренбургской губернии содержится в работах Антипова и Меглицкого (1858), а также Меллера (1865). Ф. Н. Чернышев (1886—1888), исследуя верхнепермские отложения в бассейне р. Белой, расчленил их на четыре литологически неоднородные толщи или группы: 1) нижняя красноцветная; 2) серая толща песчаников, мергелей и известняков с фауной цехштейнового типа; 3) бурая толща глин и песчаников; 4) ярус пестрых мергелей. В 1887 г. С. Н. Никитин доказал стратиграфическую самостоятельность яруса пестрых мергелей, названного им татарским ярусом. П. А. Ососков (1890) пришел к заключению о недостаточной обоснованности выделения яруса пестрых мергелей, или татарского яруса. С 1895 по 1915 г. А. В. Нечаев в ряде работ дает подробную характеристику строения верхнепермских отложений Башкирии и прилегающих районов Оренбургской области, утверждая, что цехштейновая группа, верхняя и нижняя пестроцветные песчано-глинистые толщи имеют самостоятельное стратиграфическое значение. На этом основании в 1915 г. А. В. Нечаев предложил новую терминологию трехчленного деления верхнепермских отложений Европейской России. Для верхней пестроцветной толщи он сохранил название «татарский ярус», для известняково-мергелистой толщи с морской фауной предложил название «казанский ярус», а нижняя красноцветная толща названа им уфимским ярусом. В обобщающей работе «Верхнепермские отложения» (1921), завершающей первый этап, А. В. Нечаев подробно описал отложения уфимского, казанского и татарского ярусов Европейской части России и рассмотрел вопрос о взаимоотношении этих ярусов.

Для второго этапа (1928—1948) характерны попытки пересмотра стратиграфической схемы верхнепермских отложений, выработанной А. В. Нечаевым (М. Э. Ноинский, 1932; Е. Е. Тихвинская, 1933—1934; Н. И. Мешалкин, Ф. С. Куликов и др., 1934—1949; Пустовалов, 1937),

* Мощность верхнепермских отложений Предуральского прогиба приведена по данным геологической съемки. Данные бурения и электроразведки указывают на мощность в 2500—3000 м.

в основном выразившиеся в отрицании самостоятельности уфимского яруса.

Третий этап охватывает период с 1948 г. и по настоящее время. В эти годы осуществлялся постепенный возврат к стратиграфической схеме А. В. Нечаева. Начало этому положила работа К. Р. Чепикова (1948) «О возрасте уфимских отложений», в которой автор обосновывает стратиграфическую самостоятельность их в ранге яруса.

В 1950 году в Ленинграде состоялась конференция по выработке унифицированной схемы стратиграфии пермских отложений. По схеме, принятой на этой конференции, в составе верхнего отдела перми выделяются уфимская свита, которой придается стратиграфическая самостоятельность, казанский и татарский ярусы. Казанский ярус подразделяется на два подъяруса: нижнеказанский и верхнеказанский, которым на востоке соответствуют красноцветные отложения юговской и белебеевской свит. Татарский ярус подразделяется на нижнетатарский и верхнетатарский подъярусы.

И. Б. Палант (1958, 1959) на основании изучения остракод из красноцветных отложений северо-западных районов Башкирии выделил здесь уфимскую свиту и красноцветные аналоги казанского яруса.

В последнее десятилетие (1948—1959 гг.) в Оренбургской области и Башкирии верхнепермские отложения были вскрыты множеством структурно-поисковых и разведочных скважин. Полученные данные значительно расширили наши сведения по стратиграфии этих пород. Для детального расчленения верхнепермских отложений Оренбургской области и Башкирии была использована фауна остракод (Кашеварова, 1946, 1950, 1951, 1953, 1956, 1958; Шумова, 1957; Кочеткова, 1959а).

Состоявшееся в Москве в феврале 1960 г. совещание по унификации стратиграфических схем палеозоя Волго-Уральской области в своих решениях отмечало условность некоторых принятых границ как отделов верхней перми, так и ярусов, подъярусов и свит и обращало внимание на необходимость дальнейшего фаунистического обоснования. В принятой на совещании схеме стратиграфии пермских пород Волго-Уральской области уфимские отложения выделены в ярус в объеме соликамской и шешминской свит.

Казанский ярус подразделен на нижне- и верхнеказанский подъярусы. Для красноцветных аналогов всего казанского яруса было принято название белебеевской свиты. Татарский ярус на основании изменения фауны позвоночных и беспозвоночных подразделен на три подъяруса.

Таким образом, Московское совещание официально признало трехчленное деление верхнепермских пород на уфимский, казанский и татарский ярусы.

К верхнему отделу пермской системы на рассматриваемой территории в соответствии с унифицированной схемой (1960) относятся отложения уфимского, казанского и татарского ярусов. Уфимские отложения тесно связаны с подстилающими их кунгурскими отложениями, и только местами этот контакт сопровождается следами размыва. Татарские отложения в Приуралье обычно несогласно перекрываются красноцветными породами нижнего триаса, на большей же части платформенной Башкирии они уничтожены современным размывом. Уфимский и татарский ярусы представлены континентальными, казанские — морскими, лагунными и континентальными образованиями.

Условия залегания верхнепермских пород на платформенной части рассматриваемой области несложны. В Предуральском прогибе они обладают рядом своеобразных черт: изолированные синклинальные впадины-мульды, ложные моноклинали и т. д. (Богданов, 1947), что

обуславливает сложность расшифровки их стратиграфии и оценки мощности.

Уфимский ярус. В платформенной части области уфимские отложения обнажаются на водоразделах и в долинах рек Белой, Демы, Уфы, Ика, Салмыша и их притоков, а также вскрыты многочисленными скважинами в западных и юго-западных районах под казанскими, татарскими и более молодыми образованиями. В Предуральском прогибе эти отложения, являясь составной частью мощной толщи верхнепермских красноцветов, покрывают обширные площади к востоку от р. Белой (бассейны рек Лемезы, Селеука, Нугуша). Лучшие разрезы уфимского яруса, как по обнаженности, так и по фаунистической охарактеризованности, расположены по берегам р. Белой (от г. Уфы до с. Дюртюли), но из-за отсутствия морских нижнеказанских отложений остается неясной верхняя граница уфимского яруса. В этом отношении большой интерес представляют разрезы в Туймазинском районе (с. Туркменево, ст. Туймазы, дер. Загитяк), где можно наблюдать налегание уфимского яруса на хемогенные породы кунгура и перекрытие его нижнеказанскими отложениями.

Уфимский ярус представлен красноцветными в основном песчано-глинистыми породами. Меньшую роль играют мергели и известняки, которые преобладают в нижней и средней частях его. Нижняя граница уфимского яруса в платформенной части Башкирии и Оренбургской области довольно четко проводится по контакту хемогенных образований кунгурского яруса с глинисто-карбонатными породами соликамской свиты («седой» пачки), относившихся ранее к кунгуру. Основанием для этого служат: 1) смена хемогенных осадков карбонатно-терригенными; 2) наличие в породах «седой» пачки типичных уфимских остракод; 3) замещение верхней части этой пачки красноцветными песчано-глинистыми уфимскими породами. Верхняя граница на большей части описываемой территории проводится четко по контакту красноцветных песчано-глинистых образований уфимского яруса с сероцветными отложениями, охарактеризованными морской фауной казанского яруса. В ряде пунктов эта граница сопровождается признаками размыва. Там же, где казанский ярус представлен красноцветами, граница проводится либо по контакту сильно загипсованных уфимских отложений с покрывающими их, не содержащими гипса красноцветными породами казанского яруса (Форш, 1955), либо по смене характерного уфимского комплекса остракод казанским комплексом обновленного видового состава (Палант, 1958). В Предуральском прогибе как верхняя, так и нижняя границы яруса проводятся условно по литологическим и минералогическим признакам из-за недостатка палеонтологических данных.

Мощности уфимских отложений на описываемой территории последовательно сокращаются с северо-востока на юго-запад от 380 до 70 м и менее как за счет размыва верхних горизонтов, так и за счет уменьшения мощности нижней части уфимского яруса. В Предуральском прогибе мощность их достигает 500 м и более.

Отложения уфимского яруса отличаются сравнительно бедной палеонтологической характеристикой. Фауна в них представлена остракодами, антракозидами, изредка встречаются филоподы и остатки рыб. К востоку от г. Бирска в этих отложениях обнаружено местонахождение наземных позвоночных, которые пока еще не изучены. Наиболее полно в Башкирии в настоящее время изучены остракоды, представленные своеобразным комплексом (Палант, 1958, 1959; Кочеткова, 1959а). Уфимский комплекс остракод был выявлен на основании изучения многочисленных разрезов на территории Западной Башкирии. И. Б. Палант

(1958) изучал его по более 40 разрезам (обнажениям и скважинам), расположенным в бассейне нижнего течения р. Белой.

По характеру вертикального изменения видового состава остракод при учете фациальной смены осадков, литологических особенностей пород и мощностей в уфимском ярусе Западной Башкирии выделяются три горизонта (снизу вверх): 1) камышенский; 2) бураевский и 3) чекмагушский (Палант, 1958; Кочеткова, 1959а).

Камышенский горизонт имеет выходы на дневную поверхность в разрезах центральных районов Башкирии и вскрыт многими скважинами в западных и северо-западных районах. Наиболее типичные обнажения его наблюдаются по р. Белой у деревень Камышенки и Ново-Ельдяк, а также по р. Ику у дер. Туркменево.

Этот горизонт сложен красноцветными песчано-алеврито-глинистыми породами, среди которых отмечаются прослой зеленовато-серых песчаников, реже светло-серых известняков и мергелей. Для пород всего горизонта характерна загипсованность, особенно в нижней части. Фауна представлена остракодами и редкими, плохой сохранности антракозидами. Остракоды приурочиваются в основном к карбонатным и карбонатно-глинистым породам. К видам, ограниченным в своём вертикальном распространении только камышенским горизонтом, относятся: *Darwinula forshi* Pal., *D. urasovi* Pal., *Suchonella terikejeviensis* Pal., *S. kamyshencaensis* Pal.

Переходящими в вышележащие отложения бураевского горизонта являются следующие виды: *Darwinula angusta* Mand., *D. abunda* Mand., *D. biriensis* Pal., *D. gitta* Pal., *D. parphenovi* Pal., *D. procera* Mand., *Suchonella minima* Pal. Фауна остракод встречается чаще и в больших скоплениях в северо-восточных разрезах, где в значительной степени увеличиваются карбонатные прослой. В нижней части горизонта — «седой» пачке, мощностью 8—12 м (серые, зеленовато-серые, местами коричневатые-серые известняки, доломиты и мергели, с редкими прослоями зеленовато-серой глины, а в средней части с прослоем оолитового доломита) встречены остракоды в разрезах по р. Белой, у дер. Старо-Александровки, по р. Ику у дер. Туркменево, где они представлены типично уфимским комплексом: *Darwinula bisiensis* Pal., *D. angusta* Mand., *D. procera* Mand., *D. forshi* Pal., *D. urasovi* Pal., *Suchonella kamyshincaensis* Pal.

Мощность горизонта колеблется от 72 до 240 м. Наибольшая мощность установлена в Янаульском районе, наименьшая — в разрезах по р. Белой. Уменьшение мощности камышенского горизонта в ряде разрезов, очевидно, связано частью с внутрiformационными размывами, следы которых можно наблюдать, например, в разрезе у дер. Ново-Ельдяк по р. Белой, частично же с уменьшением мощности нижней карбонатно-глинистой части горизонта. Переход к вышележащему бураевскому горизонту постепенный, но кровля камышенского горизонта устанавливается отчетливо по первому появлению известняков с обновленным составом остракод.

Бураевский горизонт на большей части Западной Башкирии выходит на дневную поверхность. В Янаульском и юго-западных районах он вскрывается скважинами. Наиболее характерными для этого горизонта являются разрезы по р. Белой (на участке дер. Камышенка — дер. Дюртюли) и в Туймазинском районе — у дер. Загитяк.

Бураевский горизонт представлен переслаивающимися пластами светло-серых известняков, розоватых мергелей, коричнево-красных глин, бурых песчаников и алевролитов. Остракоды, обнаруженные в этом горизонте, весьма обильны и разнообразны по видовому составу. К числу форм с узким вертикальным распространением, ограниченным

в основном пределах этого горизонта и иногда поднимающимися выше в чекмагушский горизонт и имеющими к тому же широкое горизонтальное распространение, относятся виды: *Darwinula pergusta* Kash., *D. pyriformis* Kash., *D. burajevaensis* Pal., *D. lancetiformis* Kash., *D. trita* Pal., *Darwinuloides djurtjuliensis* Pal., *Suchonella kargalensis* Kotsch., *Sinusuella pergraphica* Mand.

К видам, вертикальное распространение которых ограничено бураевским и чекмагушским горизонтами, относятся: *Darwinula martjevi* Paol., *D. matroshilini* Pal., *D. meshalkini* Pal., *D. scolia* Mand., *D. sobela* Kash., *D. subparallelaformis* Kotsch., *D. nasuta* Kotsch., *Suchonella stelmaria* Kash., *Such. kargalensis* Kotsch., *Sinusuella pergraphica* Mand. Из нижележащего камышенского горизонта в бураевский горизонт переходят: *Darwinula abunda* Mand., *D. angusta* Mand., *D. birtiensis* Pal., *D. gitta* Pal., *D. parphenovi* Pal., *Suchonella minima* Pal. Пока только в бураевском горизонте отмечены редко встречающиеся виды: *Darwinula propria* Kotsch., *D. polemica* Kotsch. *D. procurva* Kotsch. Мощность горизонта колеблется от 9—14 до 30 м. При прослеживании горизонта с северо-востока (где верхняя часть некоторых разрезов затронута современной эрозией или покрыта отложениями чекмагушского горизонта) на юго-запад до погружения под морские казанские отложения в Туймазинском районе отмечаются следующие основные особенности его. В юго-западном направлении наблюдается уменьшение количества карбонатных пород и, наоборот, увеличение песчано-глинистых прослоев, в том же направлении почти вдвое сокращается мощность горизонта.

2. Для западных разрезов характерно значительное обеднение комплекса остракод как в видовом, так и в количественном отношении.

Отмечено, что в Туймазинском районе отсутствуют такие характерные формы, как *Darwinuloides djurtjuliensis* Pal., *Sinusuella pargraphica* Mand. Это обеднение связано, очевидно, с повышением сульфатизации вод бассейна. Бураевский горизонт как по своей фациальной характеристике, так и по богатому и разнообразному видовому составу остракод хорошо выдерживается на большой площади Западной Башкирии.

Чекмагушский горизонт. Породы чекмагушского горизонта в большей своей части срезаны поверхностью современного размыва. Полная мощность горизонта установлена в Чекмагушском и Янаульском районах. В последнем он был вскрыт скважинами у деревень Сибады и Нижняя Сава. В наиболее полных разрезах мощность горизонта достигает 87—90 м.

Этот горизонт характеризуется красноцветными терригенными породами с редкими прослоями светло-серых известняков в средней части. В основании горизонта присутствуют песчаники, содержащие линзы конгломератов с мергельной галькой. Верхняя часть разреза сильно загипсована. Известняки чаще всего содержат в массовых скоплениях оогонии харовых и остатки известняковых (пузырчатых) водорослей. Остракоды встречаются спорадически. В основном это некоторые виды, широко распространенные в подстилающих отложениях бураевского горизонта.

Усиление процесса сульфатизации вод, наступившее в чекмагушевское время, отрицательно сказалось на развитии остракод. Только в некоторых участках, где условия бассейна были близкими к обстановке формирования бураевского горизонта, остракоды оказались столь же многочисленными, как и в бураевском горизонте (разрез у дер. Дюртюли на р. Белой).

Нижняя граница чекмагушского горизонта проводится по кровле карбонатно-глинистой пачки бураевского горизонта, верхняя граница в районах сплошного распространения красноцветов — по подошве маломощной пачки известняков с обновленным составом дарвинулид казанского возраста. В юго-западных районах на отложения чекмагушского горизонта в некоторых случаях с размывом ложатся сероцветные отложения казанского яруса.

В платформенной части Оренбургской области отложения уфимского яруса не подразделяются так детально, как в Западной Башкирии. Наиболее полные разрезы их отмечаются по р. Салмышу, где они слагают самые низы разрезов правого и левого ее берегов. Уфимский ярус представлен здесь красноцветными песчаниками, чередующимися с красными мергелистыми глинами, среди которых встречаются пласты крепких ярко-красных мергелей и серых известняков. Песчаники преобладают в верхней части разреза. В бассейне р. Салмыша в уфимских отложениях, по данным С. Д. Шумовой (микропалеонтологическая партия треста «Оренбурггазнефтеразведка»), встречен типично уфимский комплекс остракод: *Darwinula abunda* Mand., *D. scolia* Mand., *D. pyriformis* Kash., *D. sobela* Kash., *D. pergusta* Kash., *Suchonella kargakensis* Kotsch.

В Приоренбургском районе уфимские отложения вскрыты под фаунистически охарактеризованными морскими нижнеказанскими отложениями и представлены также преимущественно песчано-глинистыми красноцветными образованиями с прослоями карбонатных и сульфатных пород. На Сергиевско-Соколовской площади в уфимских отложениях, по данным С. Д. Шумовой, встречен следующий комплекс остракод: *Darwinula procera* Mand., *D. pyriformis* Kash., *D. parphenovi* Belous. Остракоды обнаружены также и в основании уфимского яруса, в надхемогенной карбонатно-глинистой толще. Это — *Darwinula abunda* Mand., *D. ex gr. trita* Pal., *D. cf. pergusta* Kash. Мощность уфимского яруса в бассейне р. Салмыша достигает 200 м и более. Западнее мощность его сокращается до 73 м (Сергиевско-Соколовская площадь 128 м, Сорочинская площадь 73 м).

Границы уфимского яруса в платформенной части Оренбургской области устанавливаются довольно четко: нижняя — по контакту с хемогенными образованиями кунгура, верхняя — по контакту с серыми фаунистически охарактеризованными морскими отложениями нижнеказанского подъяруса.

В Предуральском прогибе уфимские отложения на дневную поверхность выходят во многих местах по рекам Селеуку, Нугушу, Лемезе. В центральной части прогиба эти отложения исчезают под покровом более молодых пород и появляются снова южнее в бассейне рек Бол. Ика и Бол. Сюрану.

Выделение уфимского яруса из мощной толщи верхнепермских красноцветов Предуральского прогиба из-за слабой палеонтологической изученности в настоящее время основано на литологических признаках с учетом минералогических особенностей пород. Фаунистически охарактеризованные уфимские отложения в Предуральском прогибе установлены пока только в разрезе по р. Лемезе ниже дер. Калиновки, где в надгипсоносной карбонатно-глинистой толще (соликамской свите) встречены следующие виды остракод: *Darwinula abunda* Mand., *D. biensis* Pal., *D. angusta* Mand., *D. procera* Mand.

Уфимский ярус в Предуральском прогибе представлен преимущественно красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами и невыдержанными пластами известняков. В верхней части преобладают мелкогалечные конгломераты, количество которых увели-

чивается с севера на юг. В бассейне рек Бол. Ика и Бол. Сюрени конгломераты состоят преимущественно уже из крупной гальки разнообразных метаморфизованных и изверженных пород, известняков, кварца и кремнистых пород. В этих же районах конгломераты включают линзы грубозернистых косослоистых песчаников, а в ряде мест — редкие прослои мергелей и серых кремнелых известняков. Количество карбонатных прослоев увеличивается в северных разрезах, где они тяготеют в основном к нижней их части. Наибольшей мощности уфимские отложения достигают на юге Предуральского прогиба (до 500 м).

Нижняя граница уфимского яруса в северных и южных разрезах Предуральского прогиба довольно четко отбивается по кровле хемогенных пород кунгура. Значительно сложнее эта граница устанавливается в центральных разрезах прогиба (Ишимбайский район), где между хемогенным кунгуром и красноцветами уфимского яруса присутствует переходная толща мощностью от 0 до 290 м, представленная переслаиванием красных сульфатизированных песчаников, мергелей, глин и серых известняков. Большинство исследователей (Страхов, 1947; Богданов, 1947; Саркисян, 1949 и др.) относят эту толщу к кунгуру. Положение переходной толщи в разрезе между гидрохимическими породами кунгура и уфимскими красноцветами сближает ее с соликамской свитой и не исключает возможности отнесения к уфимскому ярусу, но требует палеонтологического обоснования.

Верхняя граница уфимского яруса в Предуральском прогибе в значительной мере условна. Она обосновывается литологически (сменой грубокластических пород более тонкими глинисто-карбонатными, относимыми к казанскому ярусу) и минералогически. Очевидно, в дальнейшем с изучением фауны, в частности остракод, эта граница получит и палеонтологическое обоснование.

Казанский ярус. Казанские отложения также широко развиты в пределах Башкирии и Оренбургской области. Они хорошо обнажаются по рекам Ику, Деме, Уязы, Тятюрю, Салмышу, Кидашу, Усеню, Сюни и др. и вскрыты скважинами в западных, южных и частью северо-западных районах платформенной части. Здесь нижняя часть их представлена в морской, а верхняя — в лагунной и континентальной фациях (первый тип разреза). В северных районах Башкирии (бассейн р. Буя) и в Предуральском прогибе — это исключительно континентальные образования (второй тип разреза). Линия, разделяющая площади распространения двух типов разреза казанского яруса, проходит примерно от устья р. Белой несколько восточнее с. Чекмагуш и дер. Каргалы, по р. Уршаку, верховьям рек Стерли и Ашкадара, через Куюргазинский район и далее на г. Оренбург.

Нижняя граница казанского яруса в разрезах первого типа определяется по смене красноцветных пород уфимского яруса сероцветными породами с морской казанской фауной. Последние обычно залегают на размытой поверхности подстилающих красноцветов, но иногда наблюдается постепенный переход. В разрезах второго типа, где казанский и уфимский ярусы представлены красноцветами, эта граница проводится или по контакту сильно загипсованных уфимских отложений с покрывающими их, не содержащими гипса казанскими, отложениями или по смене комплексов остракод, или по литологическим признакам — смене грубокластических пород уфимского яруса более тонкими глинисто-карбонатными породами, относимыми к казанскому ярусу.

Верхняя граница казанского яруса в значительной мере условна в обоих типах разреза. В разрезах первого типа (платформенная Башкирия) она проводится по кровле светлых известняков, на которые с местными размывами налегает толща лиловых песчаников, глин, мер-

гелей и известняков, относимых к татарскому ярусу. На этом уровне совсем исчезают прослойки с морской фауной пелеципод, но видовой состав остракод не изменяется. В разрезах второго типа, в частности в Предуральском прогибе, верхняя граница казанского яруса проводится литологически — по смене глинисто-карбонатных пород грубокластическими (конгломератами и песчаниками), относимыми большинством геологов к татарскому ярусу.

Общая мощность казанского яруса в разрезах первого типа достигает 160—200 м на юго-западе, сокращаясь до 5—8 м к северу за счет общего уменьшения составляющих его толщ и современного размыва. В разрезах второго типа на севере области (бассейн р. Буя) видимая мощность казанского яруса доходит до 65 м, а в Предуральском прогибе колеблется от 750 до 3700 м.

Первый тип разреза казанского яруса представлен в нижней части морскими отложениями с фауной брахиопод, остракод и фораминифер нижнеказанского подъяруса, а в верхней — лагунными, лагунно-континентальными осадками верхнеказанского подъяруса или континентальными породами белебеевской свиты. Граница между ними устанавливается в кровле серых морских песчаников. Основанием для ее выделения служат: 1) резкая смена морских осадков на пресноводные; 2) появление нового комплекса остракод в верхнеказанских отложениях; 3) следы размыва на контакте этих отложений в некоторых разрезах.

Нижнеказанский подъярус представлен зеленовато-серыми лингуловыми глинами и песчаниками с редкими прослоями известняков с фауной брахиопод, пелеципод, фораминифер и остракод.

Хорошие обнажения его можно наблюдать у деревень Никифарово (р. Дема), Зильдярово (р. Уязы), Васильевки (р. Тяттер), г. Октябрьского (р. Ик) и др. Полные разрезы его вскрыты скважинами в западных районах Башкирии (Ермекеевском, Туймазинском районах) и прилегающих частях Оренбургской области (Абдулинская, Пономаревская, Янгизская и другие площади). Мощность нижнеказанского подъяруса колеблется от 0—2 до 56—60 м, уменьшаясь в северном и восточном направлениях.

По вертикальному изменению видового состава остракод и фораминифер, с учетом литологических особенностей пород, нижнеказанский подъярус подразделяется на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя толща сложена зеленовато-серыми глинами с прослоями песчаников и известняков, с довольно многочисленной фауной остракод, встреченной во многих разрезах западных районов Башкирии (у деревень Старо-Сулли, Карат, Кожай-Андреево, Загитяк, Ермунчино, Бишкураево, Никифарово, Васильевки и др.): *Monoceratina* aff. *lewisii* Har. et Lal., *Cavellina grandis* Schneid., *C. unica* Kotsch., *C. ex gr. edmistonae* (Har. et Lal.), *Kirkbya schneideri* Kotsch., *Amphissites tscherdynzevi* Posn., *Moorea facilis* Schneid., *Healdia postcornuta* Schneid., *H. pseudosimplex* Kotsch. *H. simplex* Roundy, *H. subtriangula* Kotsch., *Healdianella vulgata* Kotsch., *Bairdia* sp., *Acratia baschkirica* Kotsch., *Actuaria diffusa* Schneid., *A. secunda* Kotsch., *Ostracoda incertae sedis*. Из перечисленных форм *Monoceratina* aff. *lewisii* Har. et Lal. и *Ostracoda incertae sedis*, по-видимому, являются характерными видами нижней толщи, так как в вышележащих отложениях не встречены.

Помимо остракод, в этой толще обнаружены следующие виды фораминифер: *Hyperamminoides* sp., *Glomospira* sp., *Cornuspira megasphaerica* Gerke, *C. microsphaerica* K. M. MacLay, *Nodosaria hexagona* (Tscherd.) *Fronicularia longissima* var. *longissima* (K. M. MacLay)

clay) и особенно характерная форма нижней толщи — *Tristix permiana* Gerke. Из брахиопод здесь присутствуют *Dielasma elongatum* Schloth., из пелеципод — *Schizodus rossicus* Vern., из мшанок — *Geinitzella columnaris* Schloth. Мощность нижней толщи колеблется от 8—7 до 5—4 м, уменьшаясь в северных разрезах, тяготеющих к Татарскому своду. В южных разрезах нижняя толща имеет большее число карбонатных прослоев, чем в северном направлении.

Средняя толща представлена лингуловыми зеленовато-серыми алевроитистыми, известковистыми глинами, в южных разрезах — с прослоями известняков. В средней толще содержится наиболее богатый комплекс фауны. Остракоды и фораминиферы встречены во многих разрезах (у деревень Старо-Сулли, Кожай-Андреево, Уязы-Тамак, Карат, Васильевки, Райманово, Загитяк и др.). Фораминиферы характеризуются следующим видовым составом: *Saccamina parvula* Gerke, *Ammodiscus* cf. *bradynus* (Span d.), *Glomospira* sp., *Cornuspira megasphaerica* Gerke, *C. microsphaerica* K. M. — Maclay, *Orthoverrella protea* Lush. et Wat., *Calcitornella stephansi* (Howchin). *C. aff. elongata* (Cush. et Wat.), *Nodosaria hexagona* (Tscherd.) *N. cushmani* Paalz., *Pseudinodosaria elongata* K. M. — Macl., *Ps. lata* K. M. — Macl., *Lingulonodosaria longissima* var. *longissima* (M. M. — Macl.), *Fr. fallax* (K. M. — Macl.), *Geinitzina inflata* K. M. — Macl. и др.

Из остракод, помимо видов, отмеченных для нижней толщи, исключая *Monoceratina* aff. *lewisi* Har. et Lal. и *Ostracoda incertae sedis.*, в средней толще появляются новые формы: *Pseudoparaparchites formidabilis* Schneid., *Healdia oblonga* Kotsch., *Fascianella notabilis* Schneid., *Fas. spinosa* Kotsch., *Bairdia beedei* Ul. et Bas. Брахиоподы представлены *Productus cancrini* Vern., *Lingula orientalis* Golow., *Spirifer rugulatus* Kut. и др. Мощность средней толщи колеблется от 2 до 40 м, уменьшаясь в северном и северо-восточном направлениях. В этих же направлениях происходит постепенное замещение глин песчаниками.

Верхняя толща сложена полимиктовыми зеленовато-серыми песчаниками с редкими прослоями серых глин и песчаных известняков с многочисленной фауной брахиопод: *Productus cancrini* Vern., *Lingula orientalis* Golow., *Spirifer lahusini* Netsch., *Sp. rugulatus* Kut., *Dielasma elongatum* Schloth., *Athyris pectinifera* Sow.; пелеципод *Schizodus rossicus* Vern.; с более редкими остракодами: *Cavellina grandis* Schneid., *Fascianella notabilis* Schneid., *Fas. spinosa* Kotsch., *Healdia simplex* Roundy, *H. pseudosimplex* Kotsch., *H. postcornuta* Schneid., *H. subtriangula* Kotsch., *Healdianella vulgata* Kotsch., *Bairdia* sp.; и фораминиферами *Glomospira* sp., *Cornuspira megasphaerica* K. M. — Macl., *Ps. nodosariaformis* K. M. — Macl., встреченными в разрезе у городов Октябрьского, Белебея, деревень Метев-Тамак, Загитяк, Васильевки и др. Мощность верхней толщи изменяется от 2 до 30 м. Наибольшее развитие толща имеет в юго-западных разрезах.

Прослеживая строение нижеказанского подъяруса на описываемой территории, следует отметить, что наибольшая мощность его наблюдается в разрезах юго-западных районов. К северу происходит постепенное уменьшение мощности всех слагающих его толщ к сводовой части Татарского свода и валов, осложняющих его восточный и юго-восточный склоны (Туймазинский и Чекмагушко-Михайловский). Уменьшение мощности нижеказанского подъяруса вдоль долины р. Тятяра и по рекам Стерле и Ашкадару некоторые исследователи (Тихвинская, 1948; Богданов, 1947) связывают с замещением их красноватыми континентальными отложениями.

Верхнеказанский подъярус в типичном выражении развит только в верховьях р. Демы, по ее правому притоку — р. Уязе и в верховьях р. Ика. Здесь можно наблюдать хорошие разрезы, протягивающиеся на многие километры вдоль обрывистых склонов рек (например у дер. Зильдярово). Этот подъярус представлен здесь белыми и светло-серыми доломитами, доломитизированными известняками и мергелями, в верхах встречаются линзы и пласты гипса мощностью от 1 до 4 м. Общая мощность верхнеказанского подъяруса достигает 80—100 м. Среди доломитов и известняков встречается фауна: *Lingula orientalis* G o l o w., *Schizodus rossicus* V e r n., *Modiolopsis pallassi* V e r n., *Allorisma elegans* K i n g., *Pseudomonotis kazanensis* V e r n., *Murchisonia biarmica* K u t. и др.

К югу, в Приоренбургском районе, в карбонатные породы вклиниваются прослой серых глин, зеленовато-серых алевролитов, песчаников, а в верхней половине прослой буровато-коричневых алевролитов, коричнево-красных мергелей, гипса и ангидрита. Мощность верхнеказанского подъяруса здесь возрастает до 130 м и более.

В подошве верхнеказанского подъяруса в серой глине редко встречаются остракоды *Schneideria kazanica* K o t s c h. и неопределимые дарвинулиды (Янгизская площадь). В верхней половине этого подъяруса появляются пресноводные остракоды, представленные следующим комплексом (по данным С. Д. Шумовой, 1960): *Darwinula alexandrinae* B e l., *D. inornatina* B o l., *D. fainae* B e l., *D. belebeica* B e l., *D. onega* B e l., *D. varsanofievae* B e l., *Darwinuloides sentjakensis* (S h a r a p.), *D. edmistonae* (B e l.) и др.

К северу и востоку от районов типичного развития лагунно-морских отложений верхнеказанского подъяруса наблюдается замещение их пестроцветными лагунно-континентальными и красноцветными континентальными отложениями белебеевской свиты. Хорошие обнажения пород этой свиты имеются у городов Белебея, Октябрьского, деревень Метев-Тамак, Уязы-Тамак, Загитяк, а также вскрыты скважинами у деревень Старо-Сулли, Кожай-Андреево и др. Верхнеказанский подъярус здесь представлен в основном красноцветными глинами, песчаниками, светло-серыми известняками и мергелями. В известняках, мергелях и глинах обычно встречается довольно многочисленная фауна остракод. Помимо пресноводных остракод, в белебеевской свите на разных уровнях наблюдаются прослой с морской фауной пелеципод и гастропод: *Schizodus rossicus* V e r n., *Pseudomonotis garfothenensis* K u n g, *Liebea hausmani* (G o l d), *Murchisonia subangulata* V e r n. В верхней части подъяруса у г. Белебея обнаружены остатки позвоночных, принадлежащих, по И. А. Ефремову (1940) и С. И. Новожилову (1955), лабиринтодону *Platyops stuckenbergi* T r a u t s c h, горгонопсии *Phtinosaurus Borissiakii* E f r. и котилозаврам *Rhipaeosaurus tricuspiciens* E f r., *Nycteroleter baschkiricus* E f r. Мощность верхнеказанского подъяруса здесь достигает 110—114 м. В северных и северо-восточных разрезах верхние слои его срезаны современной эрозией.

В западных и северо-западных районах Башкирии по литологическим признакам и особенностям распределения остракод в пестроцветных отложениях верхнеказанского подъяруса выделяются три толщи: нижняя, средняя и верхняя.

Нижняя толща, в основном карбонатная, сложена переслаивающимися пластами светло-серых, желтовато-серых листоватых известняков, темно-серых глин с обуглившимися растительными остатками, светло-серых доломитов, зеленовато-серых мергелей, глин и алевролитов. Отмечаются прослойки до 0,65 м черного рыхлого угля.

В северных и северо-восточных разрезах появляются прослои зеленовато-серых, бурых алевролитов и песчаников. Остракоды в этой толще довольно многочисленны, встречены во многих разрезах, например у городов Белебея, Октябрьского, деревень Метев-Тамак, Уязы-Тамак, Загитяк, Никифарово и др., и представлены следующими видами: *Darwinula alexandrinae* Bel., *D. belebeica* Bel., *D. fainae* Bel., *D. inornatina* Bel., *D. nasalis* Shagar., *D. onega* Bel., *D. varsanofievae* Bel., *D. cuneata* Kotsch., *D. tuimazensis* Kotsch., *Suchonella tichvinskaja* Bel., *Darwinuloides sentjakensis* (Shagar.), *D. edmistonae* (Bel.), *Schneideria kazanica* Kotsch., *Placidea lutkevichi* (Spizh.) и др. Наиболее характерными формами нижней толщи являются, по-видимому, *Schneideria kazanica* Kotsch., *Darwinula cuneata* Kotsch. и *D. tuimazensis* Kotsch., не поднимающиеся выше по разрезу. Мощность нижней толщи колеблется от 27 до 19 м, резко уменьшаясь до 5 м в северо-восточных и северных районах за счет современной эрозии.

Средняя толща, в основном глинисто-песчаная, представлена красноокрашенными и буровато-серыми песчаниками, алевролитами и глинами с пропластками серых и темно-серых известняков. Остракоды обычно встречаются в прослоях карбонатных пород. В разрезах у г. Белебея, деревень Метев-Тамак, Уязы-Тамак, Кожай-Андреево — это немногочисленные виды: *Darwinula alexandrinae* Bel., *D. fainae* Bel., *D. inornatina* Bel., *D. nasalis* Shagar., *Suchonella tichvinskaja* Bel., *Darwinuloides sentjakensis* (Shagar.), *D. edmistonae* (Bel.), *Placidea Lutkevichi* (Spizh.) и др. В прослое сероцветной глины в разрезе у дер. Уязы-Тамак в этой толще отмечены единичные виды морских остракод *Healdia* sp., *Healdianella* sp. Мощность средней толщи в разрезах Белебеевского района достигает 42—47 м.

Верхняя толща, в основном карбонатная, сложена серыми с розоватым оттенком известняками и мергелями с прослоями коричнево-красной, желто-серой глины и зеленовато-серого песчаника. В песчаниках этой толщи в разрезе у г. Белебея, как указывалось выше, встречены остатки позвоночных. Остракоды обычно отмечаются в карбонатных породах. В разрезах у г. Белебея, деревень Уязы-Тамак, Кожай-Андреево, Леонидовки они представлены обедненным комплексом остракод *Darwinula belebeica* Bel., *D. nasalis* Shagar., *Darwinuloides sentjakensis* Shagar., *D. edmistonae* Bel. Мощность верхней толщи сокращается от 30 до 3 м за счет современной эрозии.

При дальнейшем движении к востоку и северу разрезы белебеевской свиты постепенно замещаются красноцветной толщей пород, в которых морские осадки отсутствуют полностью.

Второй тип разреза казанского яруса* развит в Предуральском прогибе и на севере Башкирии (Янаульский район). В Предуральском прогибе он характеризуется в основном континентальными отложениями — чередованием пластов аргиллитов, алевролитов, песчаников, конгломератов, доломитов и доломитизированных известняков. Наилучшие разрезы их можно наблюдать вдоль восточного края Предуральского прогиба в бассейне рек Селеука (деревни Ахмерово, Салихово), Тора (с. Верхотор), Нугуша (с. Александровка), Наказа (у дер. Бекечево), Бол. Ика (гора Емша) и в других местах.

В составе казанского яруса здесь выделяются емашинская, назаровская, вязовская, алмалинская (шариповская) и черниговская (белебеевская) свиты (Андреянова, Малахов, Орлов, Челноков, Яковлев,

* При описании этого типа разреза и татарского яруса Предуральского прогиба использованы материалы А. А. Богданова и О. С. Андриановой (1957).

1947—1952). Первые три свиты принимаются за континентальные аналоги нижнеказанского подъяруса, две последние — верхнеказанского.

В основании разреза залегает емашинская свита, представленная серыми, белыми и бурыми известняками, доломитами и аргиллитами с прослоями красных и розовых мергелей и аргиллитов. Среди известняков встречаются редкие ядра пресноводных пелеципод и водоросли. Мощность отдельных пластов карбонатных пород колеблется от нескольких дециметров до 10—15 м. Общая мощность свиты в бассейне р. Бол. Ика доходит до 800 м, уменьшаясь на севере, в бассейне р. Белой, до 250—300 м.

Емашинская свита перекрывается породами назаровской свиты, представленной на большой площади своего развития бурыми конгломератами и конгломератовидными песчаниками, часто содержащими значительные скопления медистых соединений. На водоразделе рек Белой и Нугуша эта свита сложена пластами белых и зеленовато-серых доломитов и глин, иногда содержащих обугленные растительные остатки. Мощность свиты по левобережью р. Бол. Ика доходит до 1000—1400 м, уменьшаясь на севере в бассейне р. Белой до 100—150 м.

Вверх по разрезу назаровские конгломераты и песчаники сменяются мергелями, алевролитами и глинистыми известняками вязовской свиты, завершающей разрез континентальных отложений нижнеказанского подъяруса. В бассейне рек Бол. Ика и Наказа в породах этой свиты встречены редкие ядра пелеципод, обугленные растительные остатки и водоросли. Мощность свиты колеблется от 1500 м в бассейне р. Бол. Ика до 400—600 м в более северных районах.

По своему фациальному составу описываемые отложения восточных и центральных областей Предуральского прогиба относятся к континентальным образованиям. Однако к югу от широт Ермолаево (южная часть Башкирии) среди них появляются следы морских осадков. Так, к северу от пос. Молоканово в ядре диапирового поднятия вскрываются сильно дислоцированные и перемятые окремнелые известняки с ядрами брахиопод, относящихся, видимо, к нижнеказанскому подъярусу. В районе дер. Сипряк (верховья р. Яман-Юшатырь) Б. Н. Красильников описал известняки, содержащие *Spirifer rugulatus* Kut., *Athyris royssiana* Kejs, *Camarophoria* sp. *Spiriferina* sp. Юго-восточнее этих мест, на правобережье р. Бол. Ика у дер. Поляковки, Ю. А. Притула описал глыбы известняков, содержащих фауну казанского яруса *Productus cancrini* Vern., *Camarophoria superates* Vern., *C. globulina* Phyll., *Rhynchopora variabilis* Stern., *Rh. geinotzina* Tschern., *Pseudomonotis kazanensis* Tschern., *Aviculopecten* aff. *sericcus* Tschern.).

На водоразделе рек Сакмары и Урала среди красноцветной толщи казанского яруса у с. Нежинки встречаются известняки с обедненной фауной того же возраста. Все эти данные указывают на существование, возможно, кратковременного, но достаточно крупного залива нижнеказанского моря в пределах Предуральского прогиба, оставившего в нем свои следы в виде известняков с брахиоподами нижнеказанского подъяруса.

Лагунно-континентальные глинистые и карбонатные породы вязовской свиты согласно перекрываются типично континентальными образованиями алмалинской свиты, относящейся к континентальным аналогам верхнеказанского подъяруса. Эта свита широко развита как по восточному борту Предуральского прогиба, так и в западной его части, на Сухайлино-Бельском водоразделе и в бассейне р. Бол. Юшатыри. Алмалинская свита сложена в основном красными аргиллитами, чередующимися с песчаниками. Встречаются линзы и прослой граве-

литов и конгломератов, которые по контакту с вязовской свитой (бассейн р. Наказа, район пос. Алмалы) приобретают доминирующее значение в разрезе. По левобережью р. Наказа у хут. Черниговского в аргиллитах алмалинской свиты была встречена многочисленная, но бедная видами фауна: *Palaeomutella subovalis* Amal., *P. inostranzevi* Amal., *P. trapezoidales* Amal. Мощность этой свиты убывает с востока на запад и с юга на север от 800 до 150—200 м.

Казанский ярус заканчивается породами черниговской свиты. А. Л. Малахов между черниговской и алмалинской свитами отмечает местные размыты. Для черниговской свиты характерно общее уменьшение крупности зерен слагающих ее пород и появление маломощных прослоек белых и светло-серых известняков и доломитов. По правобережью р. Белой, на водоразделе ее с р. Узей, появляются сначала изолированные, а затем мощные прослои конгломератов. К юго-востоку от пос. Разномойка и по левобережью р. Бол. Куюргаза в строении черниговской свиты преобладающее значение имеют розовые мергели с прослоями конгломератов. К известнякам, мергелям и конгломератам часто приурочено медное оруденение. В западной части Предуралья часто прогиба в районе хут. Сандин в известняках встречена следующая фауна: *Lingula* cf. *lawrskyi* Netsch., *L.* cf. *credneri* Geinz., *Solemya normalis globosa* (Netsch.), *Stutschburia* cf. *tschernyschevi* Lich.

Восточнее на водоразделах рек Белой и Узи, в районе пос. Разномойка, по р. Купле у г. Алебастровой и дер. Сакулина были встречены следующие формы: *Najadites* cf. *saytzevi* Netsch., *N. subblastor* Amal., *N.* cf. *castor* Eichw., *N. castor* Eichw., *N. rhomboidea* Netsch., *N.* cf. *rhomboides* Netsch., *N. obunca* Netsch., *N. verneuli* Amal., *N.* cf. *longissima* Netsch., *N. amalizkyi* Netsch., *N.* cf. *quadriangularis* Netsch., *Leaia karagalensis* Netsch. Мощность черниговской свиты уменьшается с востока на запад от 1000 м (хр. Большой Наказ) до 300 м (бассейн р. Бол. Куюргазы) и 200 м (в районе г. Ишимбая).

Естественные выходы красноцветных казанских отложений на севере Башкирии (Янаульский район) можно наблюдать у деревень Атлегач, Шульганово, Югомашево, Сибады, Каймашбаево. Они представлены здесь в нижней части карбонатной пачкой пород, состоящей из переслаивания светло-серых и светло-коричневых тонкослоистых алевролитов и песчаников. В известняках И. Б. Палант (1958, 1959) определил следующие виды пресноводных остракод: *Darwinuloides edmistoniae* Bel., *D. alexandrinae* Bel., *D. fainae* Bel., *D. onega* Bel., *D. semiovalis* Pal., *D. jugomashevoensis* Pal., *Suchonella tichvinskaja* (Bel.) и др.

Выше следует 40—45-метровая толща красно-коричневых, зеленовато-серых песчаников с линзовидными прослоями глин и алевролитов. На разных уровнях встречаются линзы конгломерата, состоящие в основном из кремневых галек с песчаным цементом. Для этих отложений характерным является отсутствие загипсованности. Видимая мощность казанских отложений на севере Башкирии не превышает 65 м.

Татарский ярус. Отложения татарского яруса не имеют такого широкого распространения, как уфимские и казанские. Они развиты в основном в юго-западных районах рассматриваемой территории и в Предуральском прогибе.

В платформенной части татарские отложения обычно наблюдаются на наиболее высоких участках водораздела рек Демы и Ика, Салмыша и Урала (Янгизская, Соколово-Сергиевская и другие площади Оренбургской области). В Предуральском прогибе они выполняют центральные части наиболее крупных мульд и впадин к югу от широты г. Стерлитамака. Верхняя граница татарского яруса на платформенной части

не устанавливается из-за современного размыва большей части отложений этого яруса. В Предуральском прогибе литологически сходные триасовые отложения налегают на татарские с размывом. Мощность татарских отложений в платформенной части области изменяется от 60 до 250 м, в Предуральском прогибе увеличивается до 2000—3000 м.

Татарские отложения в юго-западных районах Башкирии представлены массивными косослоистыми кирпично-бурыми с лиловым оттенком песчаниками, содержащими прослой мергелей, глин и реже светлых известняков мощностью до 60 м. На контакте их с нижележащими карбонатными породами верхнеказанского подъяруса отмечаются иногда следы размыва. Хорошее обнажение татарских пород имеется по р. Тарказе, у дер. Бекетово, где в верхнем прослое светлого известняка, в 35 м от подошвы татарского яруса обнаружены остракоды: *Darwinula alexandrinae* Bel., *D. ex gr. chramovi* (Gleb.), *Darwinuloides sentjakensis* (Shagap.), *D. edmistonae* (Bel.).

К востоку от р. Демы татарские отложения почти повсеместно размывы в связи с общим воздыманием слоев к сводовой части Уфимско-Стерлибашевской системы поднятий.

В Оренбургской области (Янгизская, Соколово-Сергиевская и другие площади) в составе татарских отложений выделяются сокская и большекинельская свиты.

Сокская свита сложена бурыми, коричнево-красными, зеленовато-серыми загипсованными песчаниками и алевролитами с прослоями глин, мергелей, известняков и доломитов мощностью от 62 до 130 м. С. Д. Шумова (1960) в карбонатных породах этой свиты встретила пресноводные остракоды: *Darwinula alexandrinae* Bel., *D. inornatina* Bel., *D. fainae* Bel., *D. onega* Bel., *D. varsanofievae* Bel., многочисленные *Rawinuloides tscherdynzevi* Kash., *D. dobrincaensis* Kash., *Suchonella stelmachovi* Spizh.

Большекинельская свита представлена буроватыми и красновато-коричневыми песчаниками и глинами с прослоями конгломерата с мергелистой и глинистой галькой. Видимая мощность от 20 до 100 м. Остракоды, по данным С. Д. Шумовой (1960), встречаются редко. Это — немногочисленные *Darwinula chramovi* Bel., *D. teodoroviichi* Bel., *D. palenovi* Bel., *D. nasalis* Shagap., *D. fragiliformis* Kash., *D. kasini* Bel., *D. elongata* Lunjak., *Suchonella stelmachovi* Spizh.

Наибольшее развитие татарские отложения получают в пределах Предуральского прогиба, к югу от широты г. Стерлитамака. В районе деревень Ахмерово и Ишимбая они выполняют центральные части наиболее крупных мульд. К югу от широты г. Мелеуза они целиком слагают большинство впадин, скрывая под собой, в их центральных частях, казанские и уфимские породы.

Татарский ярус в Предуральском прогибе представлен в основном красноцветными, розоватыми, сиренево-розовыми с фиолетовым оттенком, песчаниками, аргиллитами, мергелями, с большим количеством линз меденосных песчаников и конгломератов. Окаменелости среди красноцветных пород татарского яруса встречаются редко. Они представлены ядрами пластинчатожаберных, остракодами и растительными остатками. Последние нередко, особенно среди медистых песчаников и конгломератов, достигают больших размеров (некоторые стволы имеют в поперечнике до 0,3 м и достигает до 2—4 м) длины. Остракоды приурочиваются к верхней части татарских отложений и представлены верхнетатарским комплексом. Остатки позвоночных среди татарских отложений известны в ряде мест более западных частей Оренбургской области, выходящих за пределы Предуральского прогиба (р. Ток) и др.

В бассейне р. Белой и южнее в хребтах Большой и Малый Наказ и в районе р. Ташлы в татарском ярусе выделяются две свиты: нижняя — конгломератовая, наказовская и верхняя — глинисто-песчаниковая, мурапталовская.

Наказовская свита представлена чередованием косослоистых пластов валунно-галечных и мелкогалечных конгломератов, конгломератовидных песчаников с галькой, с редкими пропластками горизонтально слоистых аргиллитов небольшой мощности. Среди гальки наблюдается обилие известняков с артинской и каменноугольной фауной. Очень много галек из основных пород, местами из слюдяных сланцев (хр. Большой Наказ). Трещины и пустоты в породах часто выполнены кристаллическим кальцитом. По появлению прослоев бурых и красных глин с зелеными пятнами проводится граница между наказовской и мурапталовской свитами.

Мурапталовская свита сложена в основном песчаниками с характерным фиолетовым оттенком. В западной части Предуральского прогиба в этой свите преобладают глины и мергели. В районе Ишимбая у дер. Яр-Бишкадак в пестроцветной толще переслаивания розовато-коричневых мергелей, светло-серых известняков, коричнево-красных глин и зеленовато-серых песчаников видимой мощностью около 70 м обнаружены остракоды следующего видового состава: *Darwinula inornata* (Spizh.), *D. fragiliformis* Kash., *D. baschkirica* Sraost., *Suchonella typica* Spizh., *S. cornuta* Spizh., *S. stelmachovi* Spizh., *Placidea lutkevichi* (Spizh.), *Volganella magna* (Spizh.), *Sinuella* sp.

Суммарная мощность наказовской и мурапталовской свит превышает 2500 м. Мощность их увеличивается от центральных к восточным частям Предуральского прогиба с одновременным увеличением значения мощных песчаников и конгломератов.

Подобные же соотношения сохраняются на юге в пределах водораздела рек Сакмары и Урала и по левобережью последнего. Западные разрезы этого района характеризуются чередованием пластов красных и бурых мергелей, аргиллитов, глин и песчаников с линзами конгломератов, с прослоями серых и розовых известняков общей мощностью 1500—1600 м.

На востоке, в районе станций Саракташ, Каировки, Желтой и др. разрез татарского яруса сложен мощной (до 1700—2000 м) толщей красноцветных песчаников и конгломератов, чередующихся с пачками аргиллитов и мергелей. Грубообломочные породы явно занимают доминирующее положение. Таким образом, здесь так же, как и в северных районах Предуральского прогиба, наблюдается увеличение песчаных и конгломератовых толщ к востоку (табл. 10).

МЕЗОЗОИ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

ОБЩИЙ ОБЗОР

Самые древние образования триаса (блюментальская свита) известны только в Оренбургском Предуралье.

Следующая выше свита — бузулукская (гирьяльская) пользуется уже более широким распространением. Она известна почти по всему Предуральскому прогибу южнее хр. Кара-Тау, а в юго-западном направлении достигает Общего Сырта.

Отложения блюментальской и гирьяльской свит залегают несогласно на разных толщах верхней перми.

Таблица 10

Сводный разрез верхнепермских отложений южной части Предуралья в пределах Башкирии и Оренбургской области

Ярус	Подъярус	Свита	Описание
Татарский		Мурапталовская	Песчаники с характерным фиолетовым оттенком. В западной и северной частях преобладают пестроцветные глины, мергели и песчаники с остракодами: <i>Darwinula inornata</i> (Spizh.), <i>D. fragiliformis</i> Kash., <i>Suchonella typica</i> Spizh., <i>S. cornuta</i> Spizh., <i>S. stelmachovi</i> Spizh., <i>Placidea lutkevichi</i> (Spizh.), <i>Volganella magna</i> (Spizh.) и др.
		Наказовская	Валунно-галечные и мелкогалечные конгломераты, конгломератовидные песчаники с галькой, редкие пропластки слоистых аргиллитов. Мощность назаровской и мурапталовской свит 2500—1500 м
Казанский	Верхнеказанский	Черниговская	Красноцветные аргиллиты, песчаники, конгломераты с прослоями белых и светло-серых известняков и доломитов, розовых мергелей. Нередко медное оруденение. Фауна: <i>Najadites sublastor</i> Amal., <i>N. castor</i> Eichw., <i>N. rhomboidea</i> Netsch., <i>N. obunca</i> Netsch., <i>N. verneuli</i> Amal., <i>N. amalizkyi</i> Netsch., <i>Leaia karagalensis</i> Netsch. Мощность 7000—200 м
		Алмалинская	Красные аргиллиты, чередующиеся с песчаником. Встречаются линзы и прослои гравелитов и конгломератов. Фауна: <i>Palaeomutella subovalis</i> Amal., <i>P. inostranzevi</i> Amal., <i>P. trapezoidales</i> Amal. Мощность 800—150 м
	Нижнеказанский	Вязовская	Пестроцветные мергели, алевролиты, глинистые известняки. Редкие ядра пелеципод, обугленные растительные остатки и водоросли. Мощность 1500—400 м
		Назаровская	Бурые конгломераты и конгломератовидные песчаники, содержащие значительные скопления медистых соединений. В северных разрезах появляются белые и зеленовато-серые доломиты и глины. Мощность 1400—100 м
		Емашинская	Серые, белые, бурые известняки, доломиты и аргиллиты с прослоями красных и розовых мергелей и аргиллитов. Редкие ядра пресноводных пелеципод и водоросли. Мощность 800—250 м
Уфимский			Красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты с невыдержанными прослоями серых окремнелых известняков. В верхней части преобладают мелкогалечные конгломераты. Мощность до 500 м

Выше залегает тананькская свита Оренбургского Предуралья и синхронные ей тугустимировская и елшанская свиты южной части Башкирского Предуралья.

Тананькской и елшанской свитами завершается нижнетриасовый цикл седиментации в описываемых регионах.

Начало среднего триаса ознаменовалось на всей этой территории перерывом в осадконакоплении. Юшатырская свита в Оренбургском и Башкирском Предуралье и ромашкинская свита на Общем Сырте, по-видимому, относятся уже ко второй половине среднего триаса. Они представлены песчано-глинистыми отложениями озерно-речного типа.

К верхнему триасу отнесены в Башкирском Предуралье, считая снизу вверх, кривлевская, суракайская и курашайская свиты. Мощность их от 400 до 500 м. В Оренбургском Предуралье двум первым свитам отвечает букибаевская свита (табл. 11).

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОБЩЕГО СЫРТА И ОРЕНБУРГСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Триасовые отложения Оренбургской области долгое время рассматривались в составе так называемого «яруса пестрых мергелей», Впервые мысль о разновозрастности отдельных частей этого «яруса» высказал С. Н. Никитин (1833). Нижнюю часть данной толщи С. Н. Никитин выделил в самостоятельный ярус, предложив назвать его «татарским» и отнести к верхней перми. Верхняя часть яруса «пестрых мергелей», по его мнению, должна включаться в состав триасовой системы.

Дальнейшее уточнение стратиграфии триаса Общего Сырта выполнено А. Н. Мазаровичем (1936, 1939). Нижнетриасовые отложения этой территории А. Н. Мазарович впервые расчленил на бережанскую, бузулукскую и тананыкскую свиты. Первые две свиты включались им в ветлужский ярус, третья — в состав баскунчакского яруса. В последующие годы триасовые отложения изучались А. Л. Яншиным (1936), Г. В. Вахрушевым (1945, 1949), П. И. Климовым (1934), Б. П. Вьюшковым (1949), А. Л. Малаховым (1945, 1949), Б. Н. Красильниковым (1947) и др.

Породы триасового возраста наиболее широко развиты на территории Общего Сырта, где они образуют «малое триасовое поле», которое начинается от верховья р. Бол. Иргица на северо-западе и тянется на юго-восток вдоль долины р. Самарки по направлению к г. Оренбургу. Южнее и юго-западнее долин р. Самарки отложения триаса прослеживаются до широтного течения р. Урала и проходят далее в Прикаспийскую впадину, где они залегают на значительной глубине.

На территории Общего Сырта выделяются породы нижнего триаса бузулукской и таналыкской свит. Кроме того, выделяется ромашкинская свита, возраст которой еще точно не установлен. В южной части Общего Сырта и на правом берегу р. Урала на породах тананыкской свиты залегают отложения, выделяемые под названием слоев с *Pseudosuchia*. Последние представляют собой, по-видимому, аналоги ромашкинской свиты северных районов Общего Сырта.

Бузулукская свита залегают трансгрессивно на различных горизонтах верхней перми. В основании свиты местами наблюдается базальный конгломерат, состоящий из галек кремней, яшм, кварца, кварцитов, метаморфических сланцев и местных осадочных пород: глин, песчаников, известняков и мергелей. Выше следуют красновато-бурые полимиктовые пески и рыхлые песчаники, содержащие прослой конгломератов, алевролитов и глин. Пески отличаются резко выраженной кривой слоистостью аллювиального типа. В них на различных горизонтах встречаются гальки осадочных и метаморфических пород, прослой и линзы галечников и рыхлых конгломератов с известковистым цементом. Из органических остатков в бузулукской свите встречаются филлоподы: *Pseudestheria blomi* Nov., *Ps. putjatensis* Nov., *Ps. wetlugensis* Nov., *Estheria gutta* Lüt k., *Es. aeguale* Lüt k. Реже встречаются

Схема сопоставления триасовых отложений Общего Сырта, Оренбургского и Башкирского Предуралья
(Составил Г. В. Вахрушев, 1961)

Система	Отдел	Общий Сырт (по А. В. Горяинову)		Оренбургское Предуралье (по А. В. Горяинову)		Башкирское Предуралье (по Г. В. Вахрушеву)	
		Свита	Фациальный характер отложений	Свита	Фациальный характер отложений	Свита	Фациальный характер отложений
Триасовая	Верхний		Аллювиально-озерные отложения Аллювиально-озерные отложения	Букибайская	Неизвестны Отложения озер	Курашайская Суракайская Кривлевская	Аллювиально-озерные отложения Отложения озер и местами болот Озерные отложения
	Средний	Ромашкинская	Перерыв осадконакопления	Юшатырская	Аллювиально-озерные отложения Кора выветривания	Юшатырская	Аллювиально-озерные отложения
		Тананыкская	Аллювиально-озерные отложения и осадки континентальных дельт	Тананыкская	Аллювиально-озерные отложения	Елшанская Тугустимировская	Аллювиально-озерные отложения Отложения озер и быстрых горных рек в предгорном прогибе
	Нижний	Бузулукская	Отложения континентальных дельт и дельтовых озер на платформе	Бузулукская	Пролувиальные конусы выноса с Южного Урала, накопившиеся в прогибающейся предгорной депрессии	Гирьяльская	Пролувиальные конусы выноса с Южного Урала, накопившиеся в прогибающейся предгорной депрессии
	Неизвестны		Блюментальская	Аллювиально-озерные отложения южной части Предуральского прогиба			

Размытая поверхность верхнепермских отложений

остракоды: *Darwinula* ex gr. *fragilis* Sch n., *D. oblonga* Sch n., *D. aff. liassica* (Bro d), *D. adducta* L ü b. и др. Кроме того, характерно присутствие многочисленных обломков костей лабиринтодонтов и двоякодышащих рыб. Мощность бузулукской свиты изменяется от нескольких метров на севере Общего Сырта до 200 м на юге и юго-востоке.

По направлению к югу и юго-западу от северной части Общего Сырта литологический состав бузулукской свиты изменяется: грубозернистые пески с линзами конгломератов, включающих гальки уральских пород, замещаются алевролитами и глинами. Одновременно наблюдается изменение литологического состава (снизу вверх) по разрезу бузулукской свиты: косослоистые пески и песчаники сменяются алевролитами и глинами.

Тананыкская свита. Породы бузулукской свиты постепенно сменяются отложениями тананыкской свиты, представленной преимущественно красновато-бурыми и кармино-красными глинами, среди которых встречаются небольшие прослои зеленовато-серых алевролитов и песчаников. В бассейне р. Бол. Чагана среди глин скважинами вскрыты тонкие прослои известняков. В восточных районах Общего Сырта в тананыкской свите наблюдаются линзовидные прослои косослоистых песчаников.

В целом для данной свиты характерно преобладание мелкозернистых пород, почти полное отсутствие грубообломочного материала, столь типичного для бузулукской свиты.

В глинах тананыкской свиты обнаружены остракоды: *Darwinula oblonga* Sch n., *D. liassica* Sch n., *D. adducta* L ü b., *D. fragilis* Sch n. и др. Аналогичный комплекс остракод известен из нижнего триаса Прикаспийской впадины (богдинская свита горы Большое Богдо).

Верхняя поверхность тананыкской свиты сильно размыта. Местами породы этой свиты полностью уничтожены эрозией, наступившей, по видимому, в конце нижнего или начале среднего триаса.

Мощность тананыкской свиты изменяется от нескольких метров в северной части Общего Сырта до 100—110 м в его южной и восточной частях.

Ромашкинская свита представлена зеленовато-серыми песками и песчаниками, среди которых встречаются прослои красновато-бурых глин и линзы конгломератов.

В нижней части свиты пески отличаются более грубозернистым составом, резкой косой слоистостью, присутствием конгломератов. В песках содержится большое количество галек уральских пород и катунов зеленовато-серых и красновато-бурых глин. Выше по разрезу количество грубообломочного материала уменьшается, косая слоистость постепенно сменяется горизонтальной.

Мощность ромашкинской свиты изменяется от 25—30 м в западной и северной частях Общего Сырта до 120 м в восточной.

Породы ромашкинской свиты трансгрессивно залегают на различных горизонтах нижнего триаса. Местами наблюдается непосредственное залегание этой свиты на бузулукской. В тех местах, где ромашкинская свита перекрывает тананыкскую, в кровле последней наблюдается кора выветривания. Наличие коры выветривания в кровле нижнего триаса свидетельствует о перерыве в осадкообразовании, последовавшем в конце нижнего триаса или в самом начале среднего триаса, т. е. до момента накопления пород ромашкинской свиты.

Из органических осадков в ромашкинской свите встречаются остракоды, филлиподы, растительные остатки, кости крупных псевдозухий, лабиринтодонтов и рыб. Изучение этой фауны еще не закончено. По предварительным определениям Б. П. Вьюшкова (1949), породы, вме-

щающие фауну позвоночных, следует относить условно к VI или VII зоне схемы И. А. Ефремова.

В южной части Общего Сырта к верхнему триасу условно относятся светло-серые, местами белые пески с прослоями серых и зеленовато-серых глин, переслаивающихся с красновато-бурыми глинами.

В нижней части пачки песков встречаются крупные гальки молочно-белого кварца, кварцитов и песчаников светло-серой окраски. Мощность этих отложений в южных районах Общего Сырта 15—20 м.

Описанные породы залегают с перерывом на отложениях ромашкинской свиты и перекрываются средней юрой, в основании которой залегают конгломерат. В северных и восточных районах Общего Сырта они отсутствуют.

Пестроцветные отложения триаса в пределах южной части Предуральского прогиба (Оренбургское Предуралье) испытывают фациальные изменения, имеют большую мощность и сравнительно редко содержат органические остатки. Кроме того, в этом районе распространены осадки, отсутствующие на платформе и представляющие собой характерные для прогиба образования.

В Оренбургском Предуралье установлено присутствие нижнего отдела, нерасчлененного среднего и верхнего отделов и верхнего триаса. К нижнему отделу в западной части прогиба относятся бузулукская и тананыкская свиты. Кроме того, в центральной части Оренбургского Предуралья распространены наиболее древние горизонты нижнего триаса, подстилающие бузулукскую свиту. Эти породы отсутствуют в пределах Общего Сырта. Ранее они рассматривались в составе татарского яруса. В последние годы получены новые данные, позволяющие включать эти породы в нижний триас и тем самым понизить границу между палеозоем и мезозоем в центральной части Предуральского прогиба.

Блюментальская свита. Наиболее древние горизонты нижнего триаса распространены в бассейне р. Бурти, откуда они прослеживаются к северу на Урало-Сакмарском водоразделе и далее в Башкирии. Южнее этот комплекс пород развит в пределах Актюбинского Предуралья. Блюментальская свита представлена пачкой буровато-коричневых полимиктовых песчаников, характеризующихся грубой косою слоистостью, включением галек и катунов местных обломочных пород (глин, песчаников, мергелей и известняков). Гальки уральских пород в них встречаются редко. Подчиненное значение среди песчаников имеют прослои коричневатокрасных песчанистых глин и рыхлых конгломератов, залегающих в виде линз. В основании этой свиты обнаружены остатки скелета лабиринтодонта *Parabenthosuchus uralensis* Otschev. и фрагменты костей *Pseudosuchia*, свидетельствующие о нижнетриасовом возрасте вмещающих пород.

Бузулукская свита. Породы этой свиты в западной части Оренбургского Предуралья залегают на размытой поверхности татарского яруса. В бассейне р. Бурти отмечается перерыв в осадкообразовании между блюментальской и бузулукской свитами. В основании бузулукской свиты залегают конгломераты, содержащие гальки изверженных и метаморфических пород центральных районов Урала. На востоке Оренбургского Предуралья среди галек встречается большое количество известняков, вторичных кварцитов и песчаников, содержащих нижепермскую и каменноугольную фауну.

Бузулукская свита в западных районах сложена в основном обломочными породами: песками и песчаниками с линзами конгломератов, алевролитов и глин. Последние имеют в разрезе свиты подчиненное значение. Пески и песчаники бурые с различными оттенками от крас-

ного до фиолетового и серого, полимиктовые, косослоистые, с включением галек кремней, кварца, яшм, метаморфических сланцев, песчаников, мергелей, известняков и глин. Местами грубообломочный материал сконцентрирован в линзовидные прослой галечников и валунов или образует прослой конгломератов с характерным пойкилитовым известковистым цементом. В восточных районах к этой свите относится мощная толща (до 500 м) полимиктовых крупногалечных конгломератов, галечников и гравелитов, среди которой встречаются небольшие прослой грубозернистых песков, песчаников и реже — алевролитов и глин. Примером такого типа отложений могут служить толщи конгломератов Гирьяльского хребта, разрезы в окрестностях сел Верхне-Озерного, Туембетовки и Дубовского.

При этом в разрезе бузулукской свиты здесь значительную роль играют валуны и крупные гальки, среди которых преобладают кремни, кварциты, метаморфические сланцы, яшмы, кварц. Кроме того, в нижних горизонтах отмечается обилие карбонатных галек, часто встречаются гальки диабазов, гранитов, сиенитов, кварцевых порфиров и реже серпентинитов. Мощность пород бузулукской свиты от 200 м в западной части Оренбургского Предуралья до 500 м в восточной.

Из органических остатков в свите встречаются рыбы *Ceratodus* cf. *jacetidens* Chab., земноводные *Benthosuchus* sp., рептилии *Tichovinskia burtensis* Otschev., *Microcnemus?* sp., *Garjainia prima* Otschev. и др. Кроме того, найдены филоподы: *Pseudestheria blomi* Nov., *Ps. wetlugensis* Nov., *Estheria gutta* Lüt k., *Es. aequale* Lüt k.

Приведенный выше комплекс фауны позволяет отнести описанные породы к нижнему триасу (к нижней его половине). Выше без заметных следов перерыва залегает литологически иной комплекс пород, представляющий верхнюю половину нижнего триаса и относящийся к тананькской свите.

Тананькская свита. Наиболее типично тананькская свита представлена в западной части Оренбургского Предуралья, где в ее строении имеется много общих черт с одноименной свитой Общего Сырта. В крайних восточных районах Предуралья эта свита, по-видимому, отсутствует.

Тананькская свита сложена глинами и алевролитами с прослоями песков и песчаников. В верховье р. Донгуза среди этих пород отмечаются линзовидные прослой косослоистых песчаников с включением кремнистых галек. Однако в целом для этой свиты по сравнению с бузулукской характерно развитие более тонкозернистых осадков, наличие горизонтальной слоистости. Мощность свиты в западной части Оренбургского Предуралья до 110 м.

В отложениях тананькской свиты в верховье р. Донгуза обнаружена фауна позвоночных: *Radiodromus (Listrosaurus) klimovi* Efr., *Copitosaurus* sp., *Dongusia colorata* Нупе и др. Верхняя поверхность тананькской свиты сильно размыта. Местами в ее кровле наблюдается кора выветривания (овраг Букобай).

Юшатырская свита. На размытой поверхности пород нижнего триаса залегает отличные от них по литологическому составу и фауне отложения, выделяемые в юшатырскую свиту. Эта свита сложена светло-серыми и зеленовато-серыми разнозернистыми песками, отличающимися полимиктовым составом, резкой косою слоистостью, присутствием галек уральских и местных пород. В песках встречаются линзовидные прослой конгломератов и характерные караваеобразные конкреции темно-серых песчаников. Мощность этой свиты в бассейне р. Бердянки 15—20 м.

В песках юшатырской свиты обнаружены земноводные: *Mastodonsaurus maximus* Otschev., *M. torvus* Копзх. и рептилии *Stahlekeria*(?) sp. Кроме того, в песчаниках часто встречается древесина, замещенная баритом. По фауне позвоночных юшатырская свита отнесена к верхам среднего — низам верхнего триаса.

На породах юшатырской свиты залегает букобайская свита. Переход между ними постепенный. Букобайская свита слагается довольно однородной по составу пачкой красновато-бурых и красновато-коричневых глин, содержащих тонкие прослои зеленовато-серых алевролитов, песчаников и пестроокрашенных глин. Кроме того, среди красноцветных глин залегают небольшие прослои темно-серых жирных глин, содержащих обуглившиеся растительные остатки. В глинах букобайской свиты обнаружена флора, позволяющая считать эти отложения верхнетриасовыми. Мощность свиты 100—120 м (табл. 12).

В заключение необходимо остановиться на характерных особенностях строения триасовых отложений Общего Сырта и Оренбургского Предуралья и чертах их отличия от красноцветных пород верхней перми. В целом пестроцветные отложения триаса отличаются от пород татарского яруса следующими признаками.

В отложениях триаса содержится комплекс фауны позвоночных, отличный от такового из верхней перми. По данным И. А. Ефремова, наиболее характерными формами для нижнего триаса являются представители лабиринтодонтов семейства бентозухид и мелких рептилий — архозавров, образующих комплекс лабиринтодонтово-архозавровых фаунистических группировок. Этот комплекс не имеет прямой преемственности от фаунистических группировок верхней перми.

В породах нижнего триаса содержится характерная фауна филлопод, представленная иными видами и родами, чем в верхней перми.

Красноцветные отложения татарского яруса содержат иной видовой комплекс остракод.

Отложения триаса имеют более грубый гранулометрический состав. Среди них отсутствуют такие литологические разности пород, как известняки, медистые песчаники, гипсы, ангидриты, доломиты, известные в верхней перми.

Окраска триасовых пород более пестрая, степень уплотнения и известковистость осадков меньше, чем в породах татарского яруса.

По минералогическому составу пестроцветные породы триаса отличаются от татарских относительно высоким содержанием тяжелой фракции, среди которой в большом количестве присутствует эпидот.

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Триасовые отложения в Башкирском Предуралье имеют ограниченное распространение. Они развиты преимущественно в бассейне рек Наказа, Юшатыря и Куюргазы, где полоса распространения этих отложений достигает 40 км ширины. Далее на север, вдоль Предуральского прогиба, она постепенно суживается и разбивается, не доходя до района хр. Кара-Тау, на отдельные изолированные участки.

Сведения о триасовых отложениях приведены в работах А. Н. Мазаровича (1928, 1934), А. Л. Яншина (1936), А. Н. Криштофовича (1938а, 1939, 1946), И. А. Ефремова (1938, 1940), О. С. Адриановой и И. В. Орлова (1942, 1945), Г. В. Вахрушева (1940, 1945, 1949), А. А. Богданова (1947), О. С. Адриановой (1947), В. Д. Принада (1947), Б. Н. Красильникова (1947, 1953), А. Л. Малахова (1948), Б. П. Вьюшкова (1949), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1955), В. А. Горяинова (1958).

Стратиграфическая схема триаса Общего Сырта и Оренбургского Предуралья (южная часть Предуральяского прогиба)
(Составил В. А. Горьяинов, 1962)

Система	Общий Сырт					Оренбургское Предуралье			
	Отдел	Свита	Литология	Фауна и флора	Мощность, м		Фауна и флора	Литология	Свита
С О В Я	Верхний		В южной части района светло-серые и белые пески, галечники с прослоями глин зеленовато-серых и красновато-бурых	Не обнаружены	15 м	Более 100 м	Флора: папоротники <i>Danaeopsis marantacea</i> Presl., <i>Clathropteris menicoides</i> Brong. и хвощи <i>Equisetites arenaeus</i> Jagez; хвойные — <i>Voltzia heterophylla</i> Schimp.	Глины красноватых оттенков, пестрые глины с прослоями зеленовато-серых и темно-серых глин	Букобайская
	Средний	Ромашкинская (аналогии слоев с <i>Pseudosuchia</i>)	Зеленовато-серые полимиктовые пески, песчаники с прослоями глин красновато-бурых. В основании конгломераты, галечник	Позвоночные: крупные <i>Pseudosuchia</i> g. et sp. и стегоцефалы, филлоподы: <i>Erisopsis balburkensis</i> Nov., <i>Pseudestheria puljatensis</i> Nov. и др.	25—30 м до 120 м		Земноводные: <i>Mostodonsaurus maximus</i> Ostschew. рептилии — <i>Stahlekeria</i> (?) sp. Остатки древесины, замешенной баритом	Пески, песчаники зеленовато-серые, полимиктовые, косослойные с включением галек уральских пород	Юшатырская
			Перерыв в осадкообразовании					Перерыв, кора выветривания	
ни	Тананьская	Глины красновато-бурые, прослой зеленовато-серых алевролитов и песчаников. Кровля размыта	Остракоды: <i>Darwinula oblonga</i> Schn., <i>D. liasica</i> Schn., <i>D. adducta</i> Lüb., <i>D. fragilis</i> Schn	0—100 м	110 м	На востоке не выделяется	Позвоночные: рыбы — <i>Ceratodus</i> sp., земноводные — <i>Capitosaurus</i> sp., рептилии — <i>Radiodromus klimovii</i> Efr., <i>Dongusia colorata</i> Huene и др. Флора: <i>Neocalamites</i> sp.	Красновато-бурые глины с прослоями зеленовато-серых песчаников	Тананьская

Т р и а	Ниж	Бузулукская	<p>Пески красновато-бурые, полимиктовые, косослоистые с прослоями и линзами конгломератов, глини и песчаников. В конгломератах преобладает галька уральских пород</p>	<p>Филлоподы: <i>Estheria gutta</i> Lütk., <i>Es. dequale</i> Lütk., <i>Pseudestheria blomi</i> Nov., позвоночные <i>Benthosuchus</i>, <i>Ceratodus</i> и др.</p>	<p>От нескольких метров до 200 м</p>	<p>От 200 м в западной части р-на до 500 м и более в восточной</p>	<p>Филлоподы, рыбы: <i>Gnathorhiza</i> cf. <i>pusilla</i> Core., <i>Ceratodus</i> cf. <i>facetidens</i> Chab., земноводные — <i>Benthosuchus</i> sp.; рептилии — <i>Tichviniskia burtensis</i> Otschew, <i>Chasmatosuchus? vjunshkovi</i> Otschew., <i>Garrainia prima</i> Otschew</p>	<p>Конгломераты и галечники, красновато-бурые полимиктовые пески, песчаники с линзами конгломератов, алевролитов, глин. Обилие галек метаморфических и изверженных пород центральных зон Урала</p>	Бузулукская
			Перерыв в осадкообразовании, несогласное залегание						
Пермская	Верхний				Более 200 м		<p>Позвоночные: <i>Parabenthosuchus uralensis</i> Otschew., <i>Pseudosuchia</i></p>	<p>Песчаники буровато-коричневые, полимиктовые, косослоистые, с прослоями конгломератов, включающих гальки местных пород</p>	Блюментальская
				<p>Остракоды, пелециподы, гастроподы, флора, наземные позвоночные</p>		Перерыв, трансгрессивное залегание			

В разрезе триаса описываемой территории выделяются семь свит. Ниже приводится краткое описание их снизу вверх.

Гирьяльская свита распространена только в западной части Предуральяского прогиба к югу от хр. Кара-Тау. На крайнем юге, в бассейне рек Наказа, Юшатыря и Куюргазы, полоса, занятая отложениями данной свиты, достигает 40 км. К северу она постепенно сужается и разбивается на изолированные участки — горы Бугульчан, Беля-Тау, Зирган, Курбан, Магаш, Манаус и, возможно, Ману и Бака (Вахрушев, 1945).

По правобережью рек Белой и Бол. Ика гирьяльская свита везде представлена более или менее однообразной толщей красно-бурых, желтовато-бурых и коричневатых слабо сцементированных конгломератов и рыхлых грубозернистых песчаников. Отдельные слои, прослои и линзы конгломератов и песчаников прочно сцементированы железистым цементом. Конгломераты состоят из гравия и галек величиной до 10—15 см, часто встречаются валуны до 20—30 см в диаметре. Гальки состоят в основном из слюдястых и бесслюдястых кварцитов, кварцевых и аркозовых песчаников, кварца, кремня, кремнистых сланцев, диабазов, известняков. Все породы гирьяльской свиты плохо отсортированы, ясно выражена только косая слоистость типа временных потоков и сухих дельт. В их цементе почти полностью отсутствуют карбонаты кальция и магния, а также соединения меди. Мощность свиты на правобережье р. Белой, в бассейне рек Сухайли и Юшатыря, по-видимому, не превышает 300—400 м, но на правобережье р. Бол. Ика она местами достигает 1000—2000 м (Красильников, 1953; Лунгерсгаузен, 1955). Однако следует учесть, что в последнем пункте в составе красноцветной толщи, отнесенной к описываемой свите, могут присутствовать также отложения древнее и моложе ее. По данным Б. Н. Красильникова (1953), гирьяльская свита согласно перекрывается отложениями тугустимировской свиты, которую он сопоставляет с нижней частью тананькской свиты Общего Сырта.

Тугустимировская свита в Башкирском Предуралье представлена более или менее однообразной толщей переслаивающихся между собой красных глин, бурых разнозернистых рыхлых песчаников и крупногалечных слабо сцементированных конгломератов. Галечный материал последних имеет, в общем, тот же состав, что и конгломераты гирьяльской свиты. В глинах много растительного детрита и включений углистого вещества. Тугустимировская свита распространена только на Сакмаро-Бельском междуречье. Здесь мощность ее уменьшается в направлении с востока на запад от 800 м (бассейн р. Наказа) до 250 м (бассейн р. Юшатыря). Эта свита, по-видимому, соответствует нижней половине тананькской свиты Оренбургского Предуралья.

В бассейне р. Юшатыря (деревни Аскарково, Старо-Калтаево) тугустимировская свита перекрывается елшанской свитой, представленной светло-красными мелкозернистыми косослоистыми песчаниками с пластами красной глины (Красильников, 1953). Мощность 100 м. Эту свиту Б. Н. Красильников сопоставляет с верхними слоями тананькской свиты.

Среди обломков костей из тугустимировской и елшанской свит на р. Юшатыре И. А. Ефремов обнаружил остатки крупных лабиринтодонтов, а также рептилий из отряда тектодонтов-псевдозухий.

На размытой и сильно выветрелой поверхности елшанской свиты (р. Юшатырь) залегают юшатырская свита (Вьюшок, 1949). Она представлена 50-метровой толщей светло-серых и зеленовато-серых косослоистых рыхлых разнозернистых песчаников, содержащих прослои галек из темного кремня и разноцветных яшм до 5 см в диаметре.

Присутствуют прослойки зеленой глины, встречаются углистые включения, отпечатки растений и разрозненные кости рептилий гигантского лабиринтодонта: *Mastodonsaurus torvus* Копзх., близкого к *Mastodonsaurus giganteus* Fraas из верхов среднего — низов верхнего триаса Германии, а также крупного дициподонта, близкого к *Stahlekeria* из верхов среднего триаса Бразилии (Вьюшков, 1949; Очев, 1960).

Кривлевская свита, по данным О. С. Адриановой и И. В. Орлова (1945), перекрывает юшатырскую свиту. По-видимому, из слоев этой свиты на р. Юшатыре и были собраны Б. П. Вьюшковым (1949) растительные остатки, среди которых А. И. Пересветова определила: *Equisetites* sp., *Podozamites* sp. (*Guccites* sp.?) и предположительно *Taeniopteris* sp., *Neoggera thiopsis* sp. и *Coniferales*, а В. Д. Принада — *Neocalamites* sp.

На р. Кривле триасовые отложения представлены переслаивающимися между собой красно-бурыми и темно-зелеными глинами, зеленовато-серыми и зелеными песками и рыхлыми песчаниками, с линзами мелкого галечника, состоящего из окатанных и полуокатанных галек кварца, кремней, яшм и других пород Южного Урала. Общая мощность этих отложений 150—200 м.

Среди растительных остатков, собранных здесь, А. Н. Криштофович и В. Д. Принада, определили: *Cladophlebis* sp., *Coprolites* sp., *Equisetites* sp., *Angaridium Vespertinum* Крышт., *Sphenopteris* sp., *Neocalamites* sp., *Paracalamites* sp., *Samarastachys cisuralensis* Крышт., *Neuropteridium* sp., *Guccites* sp.

Учитывая палеонтологические данные, а также стратиграфическое положение кривлевской свиты, приходится время образования ее отнести к самому началу верхнего триаса.

Суракайская свита. Стратиграфически выше кривлевской свиты и, по-видимому, без видимого перерыва лежит толща, обнажающаяся в овраге у дер. Старой Михайловки, расположенной в 7—8 км к юго-востоку от дер. Кривле-Илюшкино. Здесь эта толща представлена переслаивающимися между собой коричневыми, красно-бурыми, желто-бурыми, серовато-зелеными и желтыми глинами, зеленовато-желтыми песками, коричневыми и ржаво-бурыми железистыми песчаниками и бурыми галечниками. Последние состоят из мелких окатанных и полуокатанных галек кварца, кварцитов, кремня, яшм и других пород. В нижней части толщи преобладают песчаники, а в верхней — глины. В глинах содержатся линзообразные стяжения глинистого сидерита. В сидеритах и железистых песчаниках найдена богатая флора. Общая мощность этих отложений 150—180 м. Из коллекций, собранных здесь в 1942—1948 гг. Б. П. Вьюшковым, Г. Ф. Лунгерсгаузенем, В. В. Меннером, Н. А. Преображенским и И. В. Орловым, А. Н. Криштофович и В. Д. Принада, определили: *Callipteridium suracaica* Грун., *Cladophlebus* sp., *Danaeopsis pinnatinervis* Крышт., *D. maranthacea* Неер, *Equisetites* sp., *Furcula* sp., *Ginkgophyllum problematicum* Крышт., *Gigantopteris* sp., *Lepidopteris Ottonis* Гоер., *Leptostrobus* sp.(?), *Noeggerathiopsis* sp., *Psymphyllum*(?) *expansum* Грунгн., *P. cuneifolium* Грунгн., *Podozamites magnolis* Зал., *Sagenopteris* sp. (*Gigantopteris* sp.), *Swedenborgia* sp., *Thinnfeldia* sp., *T. aretica* Натт., *Taeniopteris angustissima* Грун., *Taeniopteris* sp., *Voltzia heterophylla* Грунгн., *Guccites* sp.

Эта флора, как мы увидим ниже, имеет много общего с флорой суракайской свиты, которая, по всем данным, согласно покрывает старомихайловские слои. Б. П. Вьюшков (1949) в глинах с отпечатками растений нашел остатки насекомых из отряда *Thysanura* (*Triassomachilis uralensis* gen. et sp. nov. (определение А. Г. Шарова), а также рако-

вины пресноводных гастропод и униоидей. Слои старомихайловской толщи падают на юго-запад, уходя под более молодые триасовые отложения, обнажающиеся на ключе Суракай, в 2 км южнее дер. Старой Михайловки.

Здесь Г. В. Вахрушевым была найдена триасовая флора в сидеритах, залегающих в зеленоватой угленосной глине. Собранные им растительные остатки определены И. Д. Залесским и А. Н. Криштофовичем (1936а, 1938а). Позднее (в 1929—1948 гг.) коллекция суракайской флоры была значительно пополнена новыми сборами Е. В. Пермяковой, А. Л. Яншина, В. В. Меннера, Н. А. Преображенского, Л. Ф. Лунгерсгаузена, О. С. Адриановой и Б. П. Вьюшкова. Определением и описанием новых форм занимались А. Н. Криштофович (1946) и В. Д. Припада.

В настоящее время в списке суракайской флоры насчитывается более 30 названий: *Acozamites elegans* Z al., *Cladophlebis suracaica* Z al., *C. Janshini* P р у н., *Cordaites* sp., *Callipteridium suracaica* P р у н., *Danaeopsis maranthacea* Heer, *D. pinnatinervis* K р y s h t., *Drepanozamites elegans* Z al., *D. Nilsonii* W a t h., *Equisetites* sp., *Ginkgophyllum problematicum* K р y s h t., *G. cisuralense* K р y s h t., *Glossopteris* sp., *Lepidopteris* sp., *Noeggerathiopsis baschkirica* Z al., *N. suracaica* P р у н., *Neucalamites* sp., *Podozamites magnolis* Z al., *Pecopteris* sp., *Paracalamites* sp., *Pityophyllum longifolium* N a t h., *Sphenozamites suracaica* P р у н., *Samarostachys cisuralensis* K р y s h t., *Sphenozamites suracaica* P р у н., *Sagenoptiris* sp., *Thinnfeldia parva* P р у н., *Taeniopteris* sp., *Guccites magnalis* (Z al.) K р y s h t., *G. spathalatus* P р у н., *G. parineruis* P р у н., *G. uralensis* P р у н.

Почти все эти растительные остатки найдены в глинистых сидеритах, залегающих на контакте зеленовато-серых угленосных глин и трансгрессивно прикрывающих их галечников нижней — средней юры.

Из числа растений, найденных на ключе Суракай, около половины названий являются общими как для суракайской, так и для старомихайловской толщ. Поэтому до более детального изучения флоры этих двух толщ целесообразно объединить их в одну свиту, сохранив за ней уже укрепившееся в литературе название «суракайской».

Суракайская флора, как мы видели, весьма богата и разнообразна. В ней присутствуют представители как верхней перми, так и раннего мезозоя. Это вызывает у палеоботаников некоторые разногласия в определении ее возраста. По данным Э. А. Копытовой, спорово-пыльцевой комплекс суракайских слоев близок к комплексу верхнего триаса бассейна р. Илека. Наиболее вероятным возрастом суракайской свиты будет нижняя — средняя часть верхнего триаса.

По-видимому, в некоторых местах южной части Башкирского Предуралья триас завершается рэт-лейасом. В. Л. Яхимович (1948, 1959) к рэт-лейасу в бассейне р. Илека, а также на Бабаевском, Ворошиловском и Козловском месторождениях бурых углей относит курашайскую свиту, представленную переслаивающимися глинами, алевролитами и песками серого, голубовато-серого и темно-серого цвета. Мощность 100—120 м (табл. 13).

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

ОБЩИЙ ОБЗОР

Осадки юрской системы пользуются широким распространением на юго-западе территории. Ими сложены значительные площади на водоразделе рек Урала и Илека и в той части Общего Сырта, которая лежит южнее линии Оренбургской железной дороги. В перечисленных

Таблица 13

Стратиграфическая схема триасовых отложений Башкирского Предуралья
(Составил Г. В. Вахрушев, 1961)

Система	Отдел	Свита	Литология	Фауна и флора	Мощность, м
Триасовая	Верхний	Курашайская	Переслаивающиеся глины, алевролиты и пески серого, голубовато-серого и темно-серого цвета	—	100—120
		Суракайская	Зеленовато-серые углистые глины и глинистые пески, с плитообразными стяжениями сидерита	Флора: <i>Acozamites elegans</i> Zal., <i>Cladophlebis suracaica</i> Zal., <i>Callipteridium suracaica</i> Прын., <i>Danaeopsis marganthacea</i> Heer, <i>D. pinnatinervis</i> Kryshht., <i>Drepanozamites elegans</i> Zal., <i>Ginkgophyllum problematicum</i> Kryshht., <i>Podozamites magnalis</i> Zal., <i>Taeniopteris angustissima</i> Прын., <i>Voltzia heterophylla</i> Brougn.	150—180
		Кривлевская	Зеленовато-серые пески и глины с линзовидными конкрециями сидерита	Флора: <i>Acozamites elegans</i> Zal., <i>Cladophlebis suracaica</i> Zal., <i>Callipteridium suracaica</i> Прын., <i>Danaeopsis marganthacea</i> Heer, <i>D. pinnatinervis</i> Kryshht., <i>Drepanozamites elegans</i> Zal., <i>Ginkgophyllum problematicum</i> Kryshht., <i>Noeggerathiopsis baschkirica</i> Zal., <i>N. suracaica</i> Прын., <i>Podozamites magnalis</i> Zal., <i>Sphenozamites suracaica</i> Прын. и др.	150—200
Средний	Юшатырская	Светло-серые и зеленовато-серые кослоистые разнозернистые песчаники, с прослоями галечника и зеленой глины	Фауна: лабиринтодонт — <i>Mostodonsaurus torvus</i> Копз и дицинодонт, близкий к <i>Stalckeria</i> . Флора: неопределимые остатки растений		
		Перерыв осадконакопления			
Нижний		Елшанская	Светло-красные мелкозернистые кослоистые песчаники, с пластами красной глины	Фауна: ближе неопределимые остатки скелетов лабиринтодонта и рептилий	100

Продолжение табл. 13

Система	Отдел	Свита	Литология	Фауна и флора	Мощность, м
Триасовая	Нижний	Тугустимировская	Переслаивающиеся красные глины, бурые разнородные песчаники и крупногалечные конгломераты; присутствуют включения углестого вещества	Фауна: ближе неопределимые кости крупного лабиринтодонта и рептилий	250—800
		Гирьяльская	Красно-бурые и желтовато-бурые крупногалечные конгломераты и рыхлые грубозернистые косослоистые песчаники с железистым цементом, гальки и валуны до 20—30 см в диаметре		300—2000
		Размытая поверхность верхнепермских отложений			

районах развиты осадки верхнего и среднего, а местами, возможно, и нижнего отделов юрской системы, причем осадки верхнего отдела, а на Общем Сырте и верхи среднего представлены морскими фациями.

Значительную площадь юрские осадки занимают на восточном склоне Урала. Вдоль Таналыкской синклинали они заходят на север до верховьев р. Базавлык, залегают под третичными отложениями северовосточнее г. Орска и широкой полосой уходят на юг, в пределы Казахстана (рис. 38). В обеих этих полосах развиты лишь континентальные осадки среднего и нижнего отделов системы.

В полосе предгорий Южного Урала, которая в тектоническом отношении отвечает Предуральскому прогибу, существуют многочисленные депрессии, выполненные молодыми континентальными осадками. Средние горизонты их (мощностью 150—250 м) имеют юрский возраст. Севернее г. Ишимбая юрские отложения не обнаружены.

Кроме осадочных толщ, к образованиям ранней юры следует относить мощную кору выветривания различных палеозойских и докембрийских пород, распространенную во всех районах Башкирии и Оренбургской области, но особенно типично развитую на плоских водоразделах восточного склона Урала.

В настоящее время юрские отложения рассматриваемой территории изучены довольно неравномерно. По тем участкам и районам их развития, где с ними были связаны месторождения полезных ископаемых, имеются богатые геологические материалы. В то же время существует ряд районов развития юрских отложений, относительно которых наши представления до сих пор носят схематичный характер.

Морские осадки верхней юры Оренбургского Приуралья и Общего Сырта хорошо подразделяются по аммонитам и другой фауне на общепринятые ярусы и подъярусы. В их толще выделяются нижний, средний и верхний келловей, оксфорд, нижний кимеридж, верхний кимеридж и несколько палеонтологических зон нижневолжского яруса. На Общем

Сырте в бассейне р. Таналыка, по данным А. Н. Мазаровича, в разрезе отсутствуют келловейский, оксфордский и кимериджский ярусы. Оригинальной стратиграфической единицей верхней юры юга Оренбургской области является ветлянский горизонт, выделенный впервые Д. Н. Соколовым (1901) и названный так по имени р. Ветлянки, в верховьях которой находятся его классические разрезы. В дальнейшем мы увидим, что ветлянский горизонт правильнее всего считать нижней зоной нижневолжского яруса (зона *Novaiskya*) и сопоставлять со слоями, содержащими так называемого «*Perisphinctes bleicheri*», а также родственные ему формы в известном разрезе у с. Городище на р. Волге.

Для осадков континентальной юры рассматриваемой территории пока приходится употреблять местные стратиграфические схемы.

В юре рек Губерли и Таналыка П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1934) выделили нижнюю хайбуллинскую и верхнюю зирен-агачскую свиты. В левобережье р. Ори З. А. Малютина (1959) юрские отложения подразделила на следующие свиты (снизу вверх): хайбуллинскую, мамытскую, зирен-агачскую. По содержащейся флоре хайбуллинская свита относится к самым низам средней юры (аален), мамытская — к байос-бату. Возраст зирен-агачской свиты, растительные остатки, споры и пыльца в которой редки, окончательно не установлен и условно относится к самым верхам средней юры. В Таналыкской синклинали мамытская свита выпадает из разреза, а зирен-агачская свита

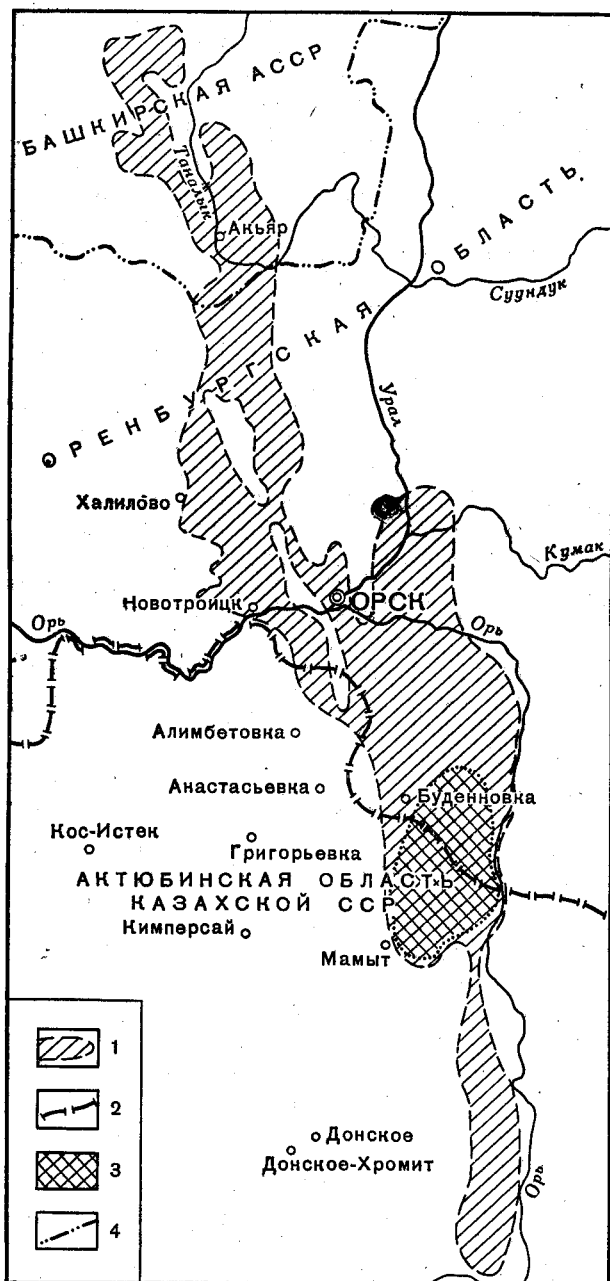


Рис. 38. Распространение юрских отложений в Башкирском и Оренбургском Зауралье

1 — контур распространения юрских отложений; 2 — границы союзных республик; 3 — Восточно-Уральское бурогоольное месторождение; 4 — границы Башкирской АССР и Оренбургской области

ложится непосредственно на хайбуллинскую, причем обе эти свиты сливаются в очень однообразную по своему составу галечниковую толщу (Наливкин, 1941; Башенина, 1948). Однако для района Халиловских железорудных месторождений и для левобережья нижнего течения р. Оки возможность выделения хайбуллинской, мамытской и зиренгагачской свит несомненна.

К. Ф. Абрамович (1948) дал схему расчленения континентальных мезозойских отложений бассейна р. Илека. Он разделяет их на верхнюю, среднюю и нижнюю угленосные свиты. Две первые отнесены им к средней юре. Нижнюю угленосную свиту К. Ф. Абрамович считает нижнеюрской, в действительности же она принадлежит верхнему триасу.

На Общем Сырте в морской фации представлена не только верхняя юра, но и верхняя часть среднеюрских отложений, содержащая в крайних западных выходах прослой железистых песчаников с фауной батских пелеципод.

В бассейне нижнего течения р. Сакмары и в пределах Башкирского Предуралья разрезы юрских отложений более или менее детально изучены только в самое последнее время. При этом Н. Н. Сиговой и И. В. Орловым путем изучения спорово-пыльцевых комплексов выяснено, что внешне единая мощная толща сероцветных песчано-глинистых осадков по возрасту отвечает стратиграфическому интервалу от рэта до верхов средней юры включительно. Этот вывод подтверждается тем, что в Чебеньковской впадине Ю. А. Притулой были найдены остатки среднеюрской флоры, а в Суракайской впадине Н. П. Варламовым — остатки рэт-лейасовой флоры (определения В. Д. Принады). В той же Суракайской впадине известны и остатки более древней флоры кейпера, т. е. низов верхнего триаса (Яншин, 1936; Zallesky, 1936).

Среди осадков юрской системы на территории Башкирии и Оренбургской области выделяется несколько характерных генетических типов. В континентальной юре всех районов наблюдается фациальный ряд обломочных пород от грубых галечников через светлые, часто каолинистые пески до серых и синевато-серых бескарбонатных глин, содержащих прослой, линзы или мелкие скопления углистого вещества. Юрские галечники состоят преимущественно из кварца. В них совершенно отсутствуют обломки легко разрушающихся при выветривании пород, в том числе известняков, гранитов и полевошпатовых эффузивов. Повсеместно в юрских песках наблюдается железистая и местами кварцевая цементация, но везде отсутствует карбонатная. Главным породообразующим минералом юрских глин является каолин, в связи с чем эти глины обладают огнеупорностью. В районах Оренбургского Зауралья к этому фациальному ряду обломочных пород добавляются еще красноцветные глины, отлагавшиеся на мелководных окраинах крупных озерных бассейнов.

Что касается морских юрских осадков Оренбургского Приуралья и Общего Сырта, то в них наблюдается большое разнообразие прибрежных и мелководных фаций. Резко выделяется наиболее восточная — ближайшая к берегу зона, в которой все горизонты от среднего келловея до низов нижневолжского яруса представлены однообразными серозелеными песками и кремнистыми песчаниками с редкими зернами глауконита. Далее к западу среди осадков морской юры встречаются различные мергелистые пески и мергелистые глины, мергели, песчаные известняки, ракушняка и многочисленные фосфоритовые слои. Для нижневолжского яруса (время максимальной трансгрессии) характерны фация темных битуминозных глин с прослоями горючих сланцев и фация светлых мергелистых глин с прослоями белых мергелей. Для бата и нижнего келловея, которые появляются только на крайнем западе

Оренбургской области (время начала трансгрессии), характерна, наоборот, фация совершенно бескарбонатных пиритиносных черных и темно-серых глин с прослоями таких же темных глинистых песков.

Установление возраста отдельных толщ и свит юрских отложений в различных районах Башкирии и Оренбургской области еще далеко не закончено, а следовательно, не может считаться достоверной и параллелизация их между собой. Лишь в качестве предварительной схемы можно предложить таблицу их сопоставления (табл. 14).

Таблица 14

Возраст	Общий Сырт (по А. Н. Мазаровичу)	Предуральский прогиб (по И. В. Орлову и А. Е. Окиншевичу)	Оренбургское Зауралье (по П. Л. Безрукову, А. Л. Яншину и З. А. Малютиной)
Верхняя юра	Морские слои	Отсутствует	Отсутствует
Средняя юра	Морские слои бата	Верхние горизонты континентальной песчано-глинистой толщи	Зирен-агачская свита Мамытская свита Хайбуллинская свита
Нижняя юра	?	Средние горизонты континентальной песчано-глинистой толщи*	?

* Нижние горизонты этой толщи уже принадлежат рэту.

С юрской корой выветривания и юрскими осадками связан разнообразный комплекс ценных полезных ископаемых. К коре выветривания ультраосновных пород приурочены месторождения силикатных никелевых и никель-кобальтовых руд, а к коре выветривания гранитов и различных сланцев — месторождения каолинов и минеральных красок. Континентальным юрским осадкам Зауралья подчинены месторождения железных руд, огнеупорных глин, формовочных песков и бурых углей. Последние многочисленны и в средней юре южной части предгорной зоны. С осадками верхней морской юры связаны залежи фосфоритов и горючих сланцев.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОБЩЕГО СЫРТА

Юрские отложения Общего Сырта лежат на размытой поверхности тананькской свиты нижнего триаса, а местами (где доюрский размыв был особенно интенсивен) — на бузулукской свите. Они подразделяются на: 1) батский ярус; 2) келловейский ярус; 3) портландский ярус — нижеволжские слои. Наиболее полный разрез юрской системы имеется в западной части Общего Сырта, т. е. в верховьях рек Съезжей и Тананька. К востоку же, вдоль Общего Сырта, происходит, с одной стороны, подъем слоев, благодаря чему верхняя юра почти целиком размыта, с другой — фации средней юры переходят из морских отложений в континентальные.

Юрские отложения в западной части Оренбургской области распространены вдоль возвышенности Общего Сырта, протягивающейся здесь в широтном направлении и имеющей среднюю высоту 200—220 м. В западной части высоты поднимаются до 240 м (Макаровские шишки), откуда юрские отложения уходят на север, занимая водораздел между реками Тананьком и Съезжей на отметках от 120 до 220 м. Так же распространена юра между широтной долиной рек Бузулука и р. Сакмаркой.

К югу от Общего Сырта юрские отложения спускаются вдоль рек Ташелки и Иртека к долине р. Урала. На востоке описываемого района юра исчезает из разрезов благодаря подъему слоев, но сохраняется в ряде грабенных у верховьев р. Бузулука и р. Иртека.

К северу от р. Самарки юрские отложения почти не встречаются. Известны лишь отдельные небольшие пятна на самых высоких участках рельефа. Одно из таких наибольших пятен располагается, по данным В. В. Буцура, между долинами рек Бол. Кинели и Ика к востоку от г. Бугуруслана.

Юрские отложения Общего Сырта были описаны Нешелем (1945), А. Н. Розановым (1914), С. С. Неустроевым (1916) и А. Н. Мазаровичем (1936). В восточной части района производил исследования Д. Н. Соколов (1910), принявший белые пески средней юры за неоген. Кроме того, следует отметить сводную работу А. Д. Архангельского (1926) и работу Н. М. Страхова (1934) по литологии сланценой толщи.

Для характеристики юрских отложений описываемого района приводится комбинированный разрез их в бассейне р. Таналыка (левый приток р. Бузулука). Наиболее важные пункты выхода юрских отложений на поверхность находятся в районе деревень Гришкино, Ромашкино, Торпановки, Герасимовки, Покровки.

На размытой поверхности триаса залегают (снизу вверх):

Батский ярус. 1. Тонкослоистые зеленоватые и серо-лиловые глинистые пески с прослоями железистых песчаников, незаметно переходящих кверху в серовато-лиловые песчаные глины с прослоями глинистых песков и сидеритовых песчаников, местами богатыми железистыми и марганцовистыми солями, а также остатками древесины. В этих горизонтах изредка встречаются: <i>Placunopsis jurensis</i> Mor et Luc.	30	м
Келловейский ярус. 2. Серые песчаные глины, связанные постепенным переходом с батскими песчано-глинистыми слоями, с поверхности белые; включают лимонитовые и колчеданитовые конкреции. Фауна встречается очень редко (<i>Cadoceras elatmae</i> Nik., <i>Cad. surense</i> Nik.).	10	„
3. Желтые пески	-2	„
4. Черно-коричневые фосфориты с <i>Kepplerites</i> aff. <i>calloviensis</i> Sow., <i>Kepp. aff. keppleri</i> Opp., <i>Kepp. aff. galilaei</i> Opp., <i>Kepp. aff. goweri</i> Sow., <i>Cosmaeras jason</i> Kein., <i>Cadoceras Scheffkini</i> d'Orb., <i>Perisphinctes</i> aff. <i>eurypynchus</i> Neum., <i>Belemnites (Cylindroteuthis) subextensus</i> Nik., <i>Rhynchonella personata</i> Buch.	-0,50	„
Нижневолжский ярус. 5. Черные битуминозные глины с четырьмя-шестью прослоями горючих сланцев по 1—1,50 м мощности каждый; среди глин встречаются конкреции серного колчедана и очень большое количество раздавленной фауны: <i>Provirgatites scythicus</i> Mich., <i>Pavlovia panderi</i> d'Orb., <i>P. dorsoplana</i> , <i>Belemnites (Pach.) absolutus</i> Fisch., <i>Aucella mosquensis</i> Buch., <i>Orbiculoidea mreotis</i> Eichw.	-25	„
6. Серо-желтые глины с прослоями желтых кремнистых мергелей и известняков, переполненных раковинами ауцелл и громадными аммонитами, в нижней половине толщи встречаются: <i>Euvirgatites virgatus</i> Buch., <i>Euv. pusillus</i> Mich., <i>Belemnites (Pach.) absolutus</i> Fisch., <i>Aucella mosquensis</i> Buch., <i>Lima phillipsii</i> d'Orb. в верхней половине толщи — <i>Perisphinctes (Nikitinella) nikitini</i> Mich., <i>Belemnites (Pach.) russiensis</i> d'Orb.	-25	„
Верхневолжский ярус — валанжин. 7. Черно-коричневые узловатые фосфориты	-0,10	„
Общая мощность юрских отложений — 140—160 м.		

Толща, залегающая в основании описанного разреза, отнесена по остаткам фауны (*Placunopsis jurensis* Mor et Luc.) к батскому ярусу. Особенности этой толщи указывают на то, что осадки ее образовались в мелком море, в его прибрежной части (наличие остатков растений, непостоянный песчано-глинистый состав осадков и т. д.).

Следующий залегающий выше горизонт имеет нижнекелловейский возраст; осадки его отлагались в море с более постоянной береговой

линией. К концу нижнего келловоя море мелеет, и в среднем келловее начинают отлагаться фосфориты. Верхний келловей, оксфорд, кимеридж и ветляньские слои на Общем Сырте отсутствуют, и на поверхности среднего келловоя непосредственно залегают нижневолжские слои. Эти слои представлены внизу в сланценосной фации, имеющей большое распространение к западу от Общего Сырта вплоть до р. Волги. Мы имеем здесь прекрасно представленную нижнюю зону нижневолжского яруса — зону *Provirgatites scythicus*. Нужно сказать, что в самых верхних горизонтах глин начинает появляться уже *Euvirgatites virgatus*. Эта толща пород очень характерно выражена геоморфологически, так как она всегда сопровождается зоной чрезвычайно интенсивных древних и современных оползней.

Толща светлых глин и желтых известняков относится к зонам *Euvirgatites virgatus* и *Nikinella nikitini*. Здесь были найдены виргатиты чрезвычайно крупных размеров, достигающие до 0,5 м, а иногда даже до 1 м в поперечнике. Нужно помнить, что, по последним данным, развитие виргатитов произошло из фауны ветлянского горизонта именно в бассейнах рек Урала и Илека.

Слой фосфоритов, располагающийся на границе юры и мела, фауны в нашем районе не заключает; он условно отнесен к верхневолжско-валанжинскому возрасту.

В таком виде юрские отложения представлены в Оренбургской области западнее г. Бузулука. К востоку исчезают из разрезов сначала нижневолжские слои, а затем и келловей. Остаются только отложения средней юры, в которой замечаются интересные фациальные изменения, выявленные Е. Н. Пермяковым в 1926 г. Основной особенностью этих изменений является переход в восточном направлении батских морских отложений в континентальные.

Толща средней юры начинается светло-серыми или серо-желтоватыми песками с темными плитками окислившихся сидеритов. В этих песках встречаются прослой огнеупорных глин. В восточном направлении верхняя часть песков замещается крупными галечниками, состоящими из галек метаморфических и изверженных пород Урала. Здесь же развиты полые конкреции бурого железняка; они очень хорошо видны по р. Иртеку к югу от хр. Варшавского. Затем над указанными выше песками на западе, а на востоке над галечниками располагается толща белых и серых кварцевых песков с редкими прослоями глин. Среди этих песков встречаются огромные глыбы кварцевых чрезвычайно плотных песчаников, заключающих местами остатки растений.

Песчаная толща к западу от с. Любимовки перекрывается указанными выше батскими серо-лиловатыми глинами, постепенно выклинивающимися среди песков. Последние достигают большой мощности (40—50 м) в восточной части района в бассейнах рек Иртека и Киндели и залегают на галечниках, соответствуя почти всей толще песчано-глинистых отложений более западных частей Оренбургской области. Среди песков наблюдается большое количество глыб песчаников, местами ожелезненных. Поверх этих песков, равно как и выше песчано-глинистой морской батской серии слоев, залегают сидеритовые песчаники — плитняки, принимаемые нами условно за границу бата и келловоя. Выше них залегают типичные келловейские глины.

Таким образом, стратиграфическое положение белых песков и песчаников, как пород, параллельных морским отложениям бата бассейна р. Тананыка и прикрытых келловеем, не вызывает сомнения.

Белые кварцевые песчаники с неясными отпечатками растений встречаются к северу от р. Самарки на различных гипсометрических уровнях, образуя обширные скопления глыб, лежащих на весьма раз-

личных горизонтах пермских отложений. Они, очевидно, составляли прежде единый покров, который был впоследствии размыт, а песчаники оказались спроектированными на различные уровни. Нужно отметить, что нельзя все глыбы песчаников относить к юре, так как существуют глыбы песчаников и более молодые; например, у с. Гришкина была обнаружена глыба песчаника, лежащая выше келловей. По-видимому, в этой фации развиты почти нацело размытые породы, вероятно, миоценового возраста. В такой же фации юрские отложения обнаружены на водоразделе рек Бол. Кинели и Ика. Все это говорит о былом очень широком распространении песчаных слоев средней юры к северу от течения р. Самарки.

Келловей к востоку от меридиана г. Бузулука фациально не меняется; он занимает наиболее высокие участки водоразделов, подстилаясь отмеченными выше сидеритовыми песчаниками-плитняками, распространение которых обозначается непрерывной цепью мелких каменоломен, тянущихся от Шулаевки к Логачевке, Имангулову и Филипповке.

Фосфоритовый слой, прикрывающий келловейские глины, имеет также сложное распространение, обозначающееся сплошными рессыпями фосфоритов на высоких точках водоразделов. Его выходы имеются у хр. Вальшева (бассейн р. Ташелки), где, помимо средnekелловейской фауны, встречается также и нижнеоксфордская. В гребне у с. Черепанова фосфориты залегают в ярко-зеленом песке и, помимо келловейских форм, включают *Perisphinctes (Martelliceras) martelli*.

Нижневолжские слои исчезают к востоку от с. Андреевки благодаря подъему слоев на восток. Появляются они снова в Черепановском грабене, где поверх келловейско-оксфордского фосфоритового слоя залегают фосфориты, расположенные в основании нижневолжских слоев. Составить себе представление о стратиграфии последних по выходам их в этом грабене нельзя: здесь развиты серо-зеленоватые глины и рыхлые сильно песчанистые мергели с *Euvirgatites virgatus* Buch. Видимая мощность этих слоев не превышает 1,25 м. Из этого следует, что виргатовые слои в восточном направлении меняют свой литологический характер, обогащаясь песчаным материалом.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАШКИРСКОГО И ОРЕНБУРГСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Впервые мысль о возможном развитии в Башкирском Приуралье юрских отложений была высказана Д. Н. Соколовым. К юре в пределах Башкирии он ошибочно отнес угленосные отложения Куюргазинского третичного бурогоугольного месторождения (1903а). Рыхлые континентальные послепалеозойские отложения этого района А. В. Нечаевым были выделены в песчано-глинистую толщу проблематичного возраста (1896, 1897, 1898). В 1917 г. М. Э. Ноинский указывает на возможность нахождения юры в ряде пунктов Ишимбайского Предуралья (1917).

Более подробно на этом вопросе остановился в своих работах А. Л. Яншин (1936, 1939, 1939а), пришедший к ошибочному заключению о широком развитии в Башкирском Приуралье континентальных юрских отложений, среди которых, им, как и на восточном склоне Южного Урала, были выделены две свиты: нижняя — глинисто-углистая (аналог хайбуллинской свиты) и верхняя — песчано-галечная (аналог зиренгагачской свиты). В соответствии с этим в последующие годы большинство исследователей Башкирии и северной части Оренбургской области (Вахрушев, 1930, 1934; Правдин, Притула и др.) относят к юре основную часть рыхлых континентальных наносов, в том числе и тре-

тичные угленосные отложения, наличие которых впервые установлено А. В. Ярмоленко по флоре, собранной П. Н. Клюквиным на Куюргазинском месторождении бурого угля в 1938 г. В конце тридцатых и начале сороковых годов в результате работ А. П. Тяжевой (1937), О. С. Андриановой и др. (1943), Н. А. Преображенского (1940), И. В. Орлова и Г. Ф. Лунгерсгаузена и в основном благодаря палеофитологическим определениям А. Н. Криштофовича стало очевидным, что в Башкирском Приуралье континентальные угленосные отложения имеют в большинстве случаев палеоген-неогеновый возраст.

В 1945 г. В. Л. Яхимович и А. А. Чигуряевой детально изучены спорово-пыльцевые комплексы рыхлых отложений, развитых к югу от Ворошиловского месторождения в Башкирском и Оренбургском Приуралье. При этом был установлен палеоген-неогеновый возраст основной их части, в том числе и угольных залежей, но, с другой стороны, удалось констатировать развитие и континентальных юрских отложений в грабенообразных тектонических впадинах, местами выходящих на поверхность земли. Наличие континентальных юрских отложений было подтверждено находками флоры, определенной В. Д. Принада. Юрские отложения в Башкирском и Оренбургском Приуралье имеют распространение в Предуральском прогибе южнее широты г. Мелеуза. Здесь нижние толщи юры сходны по составу с подстилающими отложениями рэта. Поэтому в разрезе мезозоя упомянутого прогиба выделяются нерасчлененные рэт-лейасовые отложения. Выше залегает средняя юра. Верхняя юра отсутствует.

Рэт-лейасовые отложения. К ним отнесены толщи пород, залегающие во впадинах: Бабаевской, —свинцово-серые, алевритистые глины, глинистые пески и песчаники с суммарной мощностью до 70 м, Маячной и Чикановской — серые, пепельно-серые и зеленоватые глины, алевриты и пески с растительными остатками и прослоями глинистых углей, не имеющих промышленного значения рэт-лейасового или среднеюрского возраста. Верхнесурайская свита мощностью 100—150 м представлена глинами, содержащими прослойки плитчатых и листоватых углей мощностью до 0,6 м, крупные обломки лигнитов с конкрециями сидерита и пирита. В. Л. Яхимович (1947, 1948) эти отложения считает аналогами курашасойской рэт-лейасовой свиты Урало-Каспийского буроугольного бассейна. В. Л. Малютин относит их к триасу.

Среднеюрские отложения. Эти отложения встречаются в Бабаевской, Ворошиловской, Юшатырской, Быковской и других впадинах под кайнозойскими отложениями, а в Пинегинской, Кунакбаевской, Матвеевской впадинах — под палеоген-неогеновыми осадками. Широким распространением среднеюрские отложения пользуются на Урало-Сакмарском водоразделе. Здесь они с перерывом залегают на средне-верхнетриасовой или рэт-лейасовой толщах. Последующие размывы во многих впадинах совсем или частично уничтожили комплекс осадков.

Комплекс среднеюрских отложений на площади всего Башкирского и северной части Оренбургского Приуралья представлен весьма однотипно, и выделить четко в его пределах какие-либо горизонты по литологическим признакам не представляется возможным. В общем составе его резко преобладают песчано-глинистые породы.

Юрские глины плотные, часто аргиллитоподобные, как правило, песчаные и алевритистые, реже жирные. Окраска чаще всего зеленовато-серая, реже просто серая, темно-серая, темно-зеленая, голубоватая, бурая или пестрая. В ряде случаев можно констатировать наличие в нижних горизонтах яркоокрашенных темно-красных и лиловых глин с большим количеством марганцовистых конкреций (Ивановская, Гряз-

цевская, Белоглинская мульды). Основная толща глин обычно характеризуется тонкой горизонтальной слоистостью озерного типа, обусловленной частым, по-видимому сезонным, чередованием глинистого и весьма тонкого алевритистого материала, которым как бы присыпаны прослои глин. Мощность прослоев чаще всего 4—7 мм, реже увеличивается до 100 мм или уменьшается до 2 мм. Как правило, глины слюдястые, с включением стяжений мелко- и тонкозернистого пирита и иногда конкреций сидерита. Обильный углистый материал представлен витренизованными лигнитами и включениями фюзена; имеются прослои черных углистых глин и в различной степени глинистого бурого угля почти черного цвета зольностью от 25 до 60%. Промышленных залежей угля нигде не встречено. Описанный характер слоистости, витренизованность лигнитов, большое количество фюзена, черный цвет угля и сильная слюдястость пород являются основными и довольно надежными отличительными признаками юрских осадков от весьма литологически сходных с ними более молодых отложений палеоген-неогенового возраста.

Среди песков преобладают мелкозернистые разновидности; реже встречаются разнозернистые. Как пески, так и алевриты окрашены в зеленовато-серый или серый, значительно реже в темно-серый, зеленый, голубовато-серый и желто-серый цвета.

Чаще всего пески и глинистые алевролиты сильно слюдястые с включением фюзена и витренизованных лигнитов. Как правило, среди песков в той или иной мере присутствуют включения и прослои галечного материала кремнисто-кварцевого состава, количество и мощность которых увеличиваются в нижних горизонтах (Ивановская и Дмитриевская мульды).

Глины, пески и алевриты переслаиваются в общей толще юрских отложений, причем вниз по разрезу, а также в прибортовых участках мульд наблюдается увеличение роли песчано-алевритистых прослоев. Однако, несмотря на эти фациальные изменения, в пределах определенных мульд выдерживается присущий им характер разреза. Наоборот, различия в составе юрских отложений между отдельными мульдами довольно значительны. При этом можно отметить, что в тех мульдах, которые преобладают вдоль западной окраины краевого прогиба, чаще преобладают песчано-алевритовые осадки (Чикановская, Кунакбаевская), а в большинстве мульд средней и восточной частей прогиба — глинистые осадки (Пинегинская, Суракайская, Сергеевская, Яманская, Матвеевская, Дмитриевская). Однако имеется ряд отступлений от указанной закономерности, что не позволяет наметить общую палеогеографическую картину осадконакопления в юрское время. По-видимому, отложение описываемых пород происходило в отдельных, более или менее изолированных озерных бассейнах.

На основании спорово-пыльцевых анализов (Н. И. Сигова) и определения остатков флоры (Д. В. Принада) из пород, выполняющих Чебеньковскую и Суракайскую впадины, всю толщу континентальных юрских осадков И. В. Орлов подразделяет на пять горизонтов.

Особенно четко выражен состав спорово-пыльцевого комплекса верхних, наилучше изученных горизонтов. Он отличается резким преобладанием спор (69,9%) над пыльцой голосеменных (26,5%) при подавляющем количестве среди спор форм, характерных для юры в целом (45,9%) и в том числе характерных для средней юры (31,2%), в частности: *Coniopteris*, *Matoniaceae*, *Gleichenia*, *Cheiropleuria*, *Diksonia*, *Osmunda intermedia*, *Osm. jurasica* *Lygodium* ряда местных новых характерных форм. В то же время формы, характерные для других горизонтов юры или триаса, встречаются очень редко.

Спорово-пыльцевой комплекс нижних горизонтов средней юры отличается уменьшением общего количества спор (до 40,8%), небольшим уменьшением типичных среднеюрских форм (до 25,8%) и соответственно некоторым увеличением содержания форм, характерных для перми, триаса, рэта, примитивных хвойных, появлением *Podozamites* и т. д. Выделение этих горизонтов носит до известной степени условный характер, так как определения произведены пока только из расчета период Пинегинской мульды.

Средние горизонты описываемых осадков известны в Пинегинской, Суракайской, Чикановской и Репьевской впадинах, где они залегают под описанными выше осадками средней юры. В составе их спорово-пыльцевого комплекса наблюдаются следующие существенные изменения: 1) общее содержание спор уменьшается до 44,5%; 2) количество юрских форм спор еще велико — 18,7%, но среди них среднеюрских форм всего 6,1%, количество же нижнеюрских увеличивается от 0,4 до 3,9%; 3) растет число форм, характерных для более древних горизонтов: рэта (до 4,0%), триаса (до 1,8%), перми (до 5,3%); 4) содержание пыльцы древних и примитивных хвойных возрастает до 8,7%, *Podozamites* — до 1,5% и т. д. Общее преобладание в составе спор юрских форм, при почти равном количестве средне- и нижнеюрских, дает право относить средние горизонты описываемых отложений к переходному средне-нижнеюрскому возрасту. Важно отметить, что Д. В. Принада, определив из юрских отложений Нижнечебеньковского участка: *Cladophlebis haiburnensis* (Lindl. et Hutt.), *Desmiophyllum* (*Sphenobaiera*?) sp., *Desmiophyllum* (*Podozamites*?) sp., *Podozamites angustifolium* (shenk), *Pityophyllum angustifolium* (Nath.), *Sphenopteris* sp. ind., *Raphaelia* sp., *Nilssonia* sp. ex gr. *N. Inougei*, также пришел к выводу, что вмещающие их осадки имеют средне- или нижнеюрский возраст.

Нижние горизонты юрских отложений изучены наименее детально, так как залегают обычно на больших глубинах. Среди них можно выделить несколько типов спорово-пыльцевых комплексов, характерных для разных участков и пока еще трудно сопоставимых между собой. Так, спорово-пыльцевой комплекс нижних горизонтов Ключевского участка характеризуется резким преобладанием спор (92%), в числе которых отмечается обилие, с одной стороны, юрских форм (50,5%), а с другой — форм, характерных для триасовых отложений (30,5%). Среди последних преобладающее значение имеют споры семейства *Marattiaceae*. Среди собственно юрских форм преобладают формы, характерные для низов юры, что указывает скорее всего на нижнеюрский возраст осадков.

В других случаях (участки Якуповский, Дмитриевский, Матвеевский, Казлаир-Ялчикаевский) из общего количества спор (49%) наибольший процент падает на формы, аналогичные тем, которые были описаны Н. А. Иванчин-Писаревой для Челябинского бассейна (21,9%). Следующее место занимают формы, характерные для юры (9,5%), из которых только 0,9% принадлежит среднеюрским формам и 2,5% — нижнеюрским. Увеличивается количество триасовых форм (2,5%) и пермских (4,5%). Среди пыльцы хвойных содержание древних и примитивных форм возрастает до 21,4%. Эти осадки скорее всего могут быть отнесены к рэту.

Данные спорово-пыльцевых анализов, проведенных Э. А. Копытовой для юрских отложений Суракайской впадины, показывают, что низы последних тоже четко отличаются от вышележащих типичных среднеюрских осадков составом спорово-пыльцевого комплекса, в котором имеет место значительное количество форм, характерных для ниж-

ней юры: *Klukia* (до 47,6%*), *Dictyophyllum* (до 19,5%), *Hausmannia* (до 7,7%) и т. д.

Д. В. Принада из этих же горизонтов определил *Dictyophyllum Muensteri* (Гоерр.), *D. sp. ind.* *Cladophlebis sp. ind.*, на основании чего описываемые осадки тоже отнесены им к «лейасу или, возможно, рэт-лейасу».

Рельеф Приуралья в начале юрского цикла его развития представлял собой более расчлененную равнину, чем впоследствии, когда (в средней юре) значительная часть площади была занята болотами и озерами. Прилегающие районы также характеризовались незначительным расчленением, малой эрозией рельефа и, очевидно, не испытывали (в противоположность восточному склону Урала) более или менее значительных поднятий.

Среди растительности в отмеченные эпохи юры вначале были широко распространены голосеменные, особенно древние представители семейства сосновых, затем подокарпусовые и араукариевые, а также папоротники. В дальнейшем роль голосеменных в общем составе растительности резко снижается, несмотря на несколько большее распространение беннетитовых и гинкговых. Доминирующее значение приобретает папоротниковая флора. В незначительной степени появляются первые покрытосеменные растения и таксодиевые.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРЕНБУРГСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

В Оренбургском Зауралье распространены два комплекса юрских отложений, различных по своему генезису, условиям залегания и характеру распространения: в основном раннеюрские и, возможно, триасово-юрские мощные элювиальные толщи древней коры выветривания и различные фации континентальных осадочных пород нижнего и среднего отделов юрской системы. Первые распространены в Оренбургском Зауралье чрезвычайно широко и сохранились в виде более или менее обширных пятен почти всюду, кроме площадей мелкосопочного рельефа; вторые связаны в своем распространении только с синклиналями и слагают крупные меридиональные полосы. Одна из таких полос соответствует, в грубых чертах, Таналыкской синклинальной зоне и в пределах Оренбургской области протягивается от широтной излучины р. Таналыка до р. Урала между «Орскими воротами» и пос. Хабарным, другая — соответствует Яикской синклинали. Начинается она на севере под миоценовыми осадками Орь-Кумакского междуречья и уходит далеко на юг за пределы области, простираясь вдоль левого бережья р. Ори.

Осадочные породы юры в их типичной угленосной фации были открыты в Оренбургском Зауралье еще в середине прошлого века Н. Меглицким и А. Антиповым (Антипов, 1856), которые, однако, ошибочно отнесли их к карбону. В пользу юрского возраста этих пород впервые высказался на основании личных впечатлений А. П. Карпинский (1874, 1909, 1913). Работавший здесь позднее Н. Н. Тихонович (1907, 1908) сначала отнес большую часть юрских отложений Оренбургского Зауралья к неогену, но затем также начал склоняться к правильному определению их возраста (1921).

Первые находки юрской флоры в осадочных отложениях Халиловского района были сделаны в 1931 г. Г. Б. Бокием (1931) и О. П. Смир-

* От общего количества спор.

новой (1932). В 1932 г. юрские отложения этого района были отделены от меловых, закартированы и довольно детально изучены П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1934). Одновременно их наличие в районе к югу от г. Орска установил А. А. Петренко (1933, 1936, 1939). За истекшие с тех пор годы юрским отложениям Оренбургского Зауралья было посвящено огромное количество работ, которые лишь частично использованы при составлении настоящего очерка. Подавляющее большинство этих работ касается; впрочем, лишь двух достаточно важных, но все же ограниченных тем. В них говорится либо о месторождениях железных руд, представляющих собой прибрежные осадки озерных юрских бассейнов, либо о силикатных никелевых рудах древней коры выветривания серпентинитов. Первой теме посвящены многочисленные работы Б. П. Кротова и его сотрудников, а также работы С. Д. Батищева-Тарасова (1939), Н. М. Кеппен (1937), А. И. Киселева (1935, 1938), В. В. Напольской (1933, 1934), Б. П. Преображенского (1931, 1932, 1934), И. Л. Рудницкого (1931, 1933), Н. К. Разумовского и А. В. Хабакова (1941), А. В. Хабакова (1937) и Н. А. Шадлуна (1931). Ко второй теме относятся не менее многочисленные работы И. И. Гинзбурга и его сотрудников (Гинзбург, 1938, 1940, 1941, 1941а, 1943, 1947; Гинзбург, Кац и др., 1946; Гинзбург и Рукавишникова, 1951; Гинзбург и Савельев, 1939; Корин, 1939, 1948; Трубина, 1940), сводная работа Д. Г. Ульянова, Г. С. Гриценко, Г. А. Крутова, Е. А. Петровой и М. Г. Шешулиной (1937), статьи А. Н. Алешкова (1941), Е. Е. Захарова, Е. Ф. Зив и Д. Г. Ульянова (1932), Д. Г. Ульянова (1932, 1938).

На более широких площадях юрские отложения Халиловского района изучались в 1933—1934 гг. бригадой геологов ВСЕГЕИ. Результаты их работ были обобщены в статьях А. В. Хабакова (1935а), Е. Э. Разумовской (1937) и Б. В. Наливкина (1941). Позднее литологию юрских пород этого района изучали Г. И. Теодорович (1942) и Н. В. Башенина (1948). Древней коре выветривания Халиловского района посвящен очерк А. В. Хабакова (1941б).

Общие описания юрских отложений Орского района имеются в работах П. Л. Безрукова (1937), Е. Э. Разумовской (1937), А. А. Петренко (1953), З. А. Малютиной (1956, 1959) и др.

Наиболее изучена кора выветривания серпентинитовых массивов Оренбургского Зауралья. В ее полных разрезах обычно различается несколько зон, связанных между собой постепенными переходами. Первая, верхняя зона представлена рыхлыми железистыми охрами, вторая сверху, так называемая «нонтропитовая», — зеленоватыми жирными пластичными глинами ферримонтмориллонитового и феррибейделлитового состава, а третья — выщелоченными осветленными серпентинитами, которые в верхней части содержат еще довольно много глинистых минералов. В низах этой зоны местами наблюдаются скопления вторичных карбонатов, в частности колломорфного магнетита. Промышленные концентрации никеля наблюдаются чаще всего в средней «нонтропитовой» зоне, реже в верхней части выщелоченных серпентинитов. Главная часть никеля изоморфно замещает железо в глинистых минералах; лишь изредка наблюдаются самостоятельные никелевые силикаты. На различные зоны нормального профиля коры выветривания серпентинитов накладываются процессы последующей силификации, приводящие к образованию чрезвычайно плотных и твердых кавернозных желтоватых кремнистых пород.

Древняя кора выветривания других пород Оренбургского Зауралья изучена значительно хуже. На массивных породах семейства габбро

она представлена сверху охрами, а ниже ярко окрашенными преимущественно галлуазитовыми глинами с каолинитом, монтмориллонитом и различными хлоритами. На полевошпатовых породах: порфиритах, альбитофирах и их туфах, преобладают красные глины каолинового состава, на гранитах и гранодиоритах — чистые и песчанистые каолины (мощность их в районе прииска Айдырля достигает 80 м), на филлитовых сланцах Урал-Тау — богатые хлоритами тонкие жирные глины розового, красного и фиолетового цвета, на полимиктовых песчаниках зилаирской толщи верхнего девона — песчанистые глины зеленовато-коричневого или красного цвета. Даже кремнистые сланцы в благоприятных геоморфологических условиях оказываются разрушенными на значительную глубину и превращенными в скопления пылевидного кремнезема — маршаллита. Мощность зоны разрушенных пород во многих случаях измеряется первыми десятками метров.

Вопрос о возрасте древней коры выветривания на Южном Урале вызвал длительную дискуссию. И. М. Крашенинников (1915), впервые установивший существование на восточном склоне Южного Урала мощных элювиальных образований древнего возраста, считал их третичными. П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1934), обнаружившие их залегание под слоями верхнего лейаса или аалена, относили эти породы к раннеюрскому возрасту. Несомненно, что в ряде случаев палеозойские породы подвергались воздействию атмосферных агентов в продолжении долгих геологических эпох, вплоть до современной. Отсюда возникли предположения о множественности эпох выветривания (Кротов, 1942; Башенина, 1948) или по крайней мере о существовании двух равноценных эпох выветривания: раннемезозойской и миоценовой (Вахрушев, 1949). Делались попытки рассматривать отдельные зоны вертикального разреза коры как результат выветривания совершенно различных климатических эпох, разделенных геологически длительными промежутками времени (Разумова, 1945). Некоторые авторы сочли возможным говорить о более молодом возрасте коры выветривания, чем покрывающие ее неизменные осадочные породы (Алешков, 1941а).

Следует сказать, что фактический материал по геологии Оренбургского Зауралья противоречит таким точкам зрения. Вполне развитая мощная кора выветривания ультраосновных пород с горизонтом охр, вторичным окремнением и всеми ее минералогическими особенностями наблюдается здесь в ряде мест под осадочными породами верхов нижней или низов средней юры, не носящими никаких признаков разрушения. Мощная красноцветная кора выветривания альбитофиров вскрывается скважинами под юрскими углистыми пиритиносыными глинами в бассейне р. Губерли. Совершенно такие же по характеру элювиальные образования встречаются и в других местах под морскими слоями верхнего мела или непосредственно на современной поверхности.

Образование древней коры выветривания Южного Урала, вероятно, было приурочено к определенной геологической эпохе и в основном закончилось ранее конца нижней юры. Последующие ее изменения на участках, доступных атмосферным агентам, сводились лишь к незначительным преобразованиям комплекса неустойчивых коллоидных глинистых минералов, к некоторой миграции окислов и смещению границ отдельных зон.

Образование древней коры выветривания Оренбургского Зауралья в начале юрского периода было связано со специфическими климатическими условиями, позднее здесь не повторявшимися. Подтверждение

такого предположения мы находим в интересной по методике работе Л. Н. Формазовой (1947). Анализируя образцы глауконитовых пород различного возраста, залегающих ниже поверхностей перерыва, она установила, что ни в одну из континентальных эпох, существовавших между концом юры и началом миоцена, интенсивные процессы химического выветривания в Оренбургском Зауралье не происходили. К подобному выводу пришла и К. В. Никифорова (1948), в работе которой дан интересный обзор различных мнений по этому вопросу.

Следует отметить, что в юрское время образовались железные шляпы колчеданных месторождений на восточном склоне Южного Урала и Башкирии, которые представляют собой, таким образом, оригинальную «фацию» древней коры выветривания. В Блявинском месторождении железная шляпа перекрыта морскими осадками верхнего мела, в Бурибаевском — угленосными континентальными глинами юры.

Юрские отложения, отличные по своему генезису и составу от описанной коры выветривания, используются широким распространением в южных районах Магнитогорской зоны. Полоса их залеганий начинается на севере р. Бузавылка (Башкирская АССР), тянется на юг до границы с Оренбургской областью и далее через эту область — в Казахстан, к самым верховьям р. Ори. В данном очерке сначала описывается разрез южных отложений северной (Таналыкской) половины указанной выше полосы (от широты г. Орска к северу), а затем южной (Оренбург-Казахстанской) половины ее.

В стратиграфическом отношении юрские породы Таналыкской полосы отчетливо делятся на две свиты, которым П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1934, 1937) даны названия хайбуллинской и зиренгагачской.

Хайбуллинская свита юры на севере района в ряде мест начинается мощными неслоистыми галечниками, в состав которых входят крупные угловатые обломки кварца, кремнистых пород и кристаллических сланцев, залегающие в грубом грязно-белом песке. Иногда в галечниках встречаются скопления углистого растительного мусора лигнитизированные обломки древесины, что говорит о большой скорости и субаквальной среде их накопления. В ряде случаев галечники цементируются в кремнистые конгломераты. Мощность этих грубообломочных пород в основании юры не превышает 25—30 м, отдельными небольшими прослоями они встречаются и выше по разрезу.

Изучение распространения галечников основания юры показывает, что залегают они не сплошным горизонтом, а отдельными, преимущественно меридиональными скоплениями, соответствующими главным направлениям выноса каких-то потоков.

На галечниках, а там, где они отсутствуют, непосредственно на палеозое или на древней коре выветривания лежит мощная толща переслаивающихся песков и глин, очень разнообразных по окраске и механическому составу. Пески этой толщи обычно мелкозернистые глинистые, часто переходящие в алевриты, реже крупно- или разнотернистые, но и в этом случае глинистые благодаря постоянному присутствию в цементе белого мучнистого каолинового материала.

Глины хайбуллинской свиты алевритовые или чистые, в минералогическом отношении состоят преимущественно из каолинита или леверьерита с большей или меньшей примесью гидрослюд и хлоритов. Минералогический состав глин меняется в зависимости от состава пород, послуживших материалом для образования продуктов выветривания. На змеевиковом массиве к западу от ст. Халилово под мелом развиты, например, пестроцветные глины бейделлитового состава (Жорин, 1939).

Среди глин хайбуллинской свиты особенно распространены два типа: 1) жирные слюдястые глины желтых, розовых или красных тонов, изобилующие железистыми конкрециями разнообразной величины и формы; 2) серые углистые глины, которым подчинены в разных местах прослой бурого угля, линзы сидерита, конкреции пирита и марказита.

Совершенно очевидно, что первые отлагались на мелководье, в среде окислительной, вторые — в среде восстановительной, т. е., как правило, на несколько больших глубинах. В связи с этим пестрые и красные глины больше распространены у окраин полос, занятых юрскими осадками, но встречаются и в их центральных частях, неправильно переслаиваясь с серыми глинами, что говорит о неустойчивости режима юрских озерных бассейнов. В серых хайбуллинских глинах Орловского и Ново-Киевского месторождений обнаружены горизонты, прорезанные вертикальными ожелезненными пустотками от выгнивших стволиков растений. Детальное изучение этих осадков показало, что они принадлежат болотным растениям, преимущественно хвощам, погребенным автохтонно в состоянии роста (Теодорович, 1942а). Иногда среди серых глин встречаются пласты и линзы чисто белых огнеупорных глин каолинового состава. Карбонатные породы, за исключением редких линз сидерита, в юрских отложениях Южного Урала отсутствуют.

В деталях разрезы хайбуллинских отложений очень изменчивы. Профили разведочных выработок на железорудных месторождениях показали, что уже на небольшом расстоянии возможность сопоставления отдельных пластов обычно теряется. Неустойчивость разреза юрских отложений происходит от: 1) быстрой изменчивости литологического состава отдельных пластов (пески по простирацию на коротких расстояниях переходят в глины, и наоборот) и 2) наличия размывов и срезааний одних пластов другими внутри толщи. Так, в районе Ново-Киевского месторождения установлено существование полос алевритовых и песчаных пород, которые выполняют ясно выраженные русла в толще глин.

На основании изучения количественного соотношения песков и глин в различных разрезах хайбуллинских отложений можно сделать вывод о приносе обломочного материала с севера вдоль Таналыкской депрессии и о былом существовании в южной части юрской полосы обширных бассейнов озерного типа (Безруков и Яншин, 1934; Теодорович, 1942а).

К образованиям окраинных частей озерных бассейнов хайбуллинской эпохи принадлежат бурые железняки Халиловских месторождений. Это нормальные водные осадки с хорошо выраженной слоистостью, галечниками обохренных палеозойских пород, псевдоморфозами лимонита по древесине, а в Аккермановском месторождении даже с отпечатками вай папоротников. Распространившееся одно время мнение об их элювиальном латеритовом происхождении (Бокий, 1931, 1932, 1934; Напольская, 1933, 1934; Киселев, 1935, 1938; Кеппен, 1937) не соответствует действительности и достаточно убедительно было опровергнуто еще в 1934 г. П. Л. Безруковым.

Необходимо отметить только, что железные руды образуют цепочку месторождений вдоль западной границы полосы юрских отложений, а местами встречаются у выступов палеозоя внутри (Орловский участок) и у восточной границы ее (Ново-Троицкий участок). В большинстве случаев руды присутствуют только в тех местах, где берега юрских бассейнов были сложены богатыми железом ультраосновными породами. В силу этого железные руды, как правило, залегают на змеиви-

ках или на различных горизонтах их древней коры выветривания. Однако известны случаи перехода руд на диабазы и кремнистые сланцы верхнего силура. С удалением от берега бассейна между железными рудами и их палеозойской постелью нередко вклиниваются прослойки песков и углистых глин, а сами руды постепенно переходят в песчаники или даже мелкие галечники с рыхлыми песчанистыми бобовинами в цементе. Реже наблюдается переход руд в железистые глины.

Мощность руд колеблется в больших пределах, что связано с неровным рельефом их подошвы. Во впадинах мощность местами достигает 15 м (Ново-Петропавловское месторождение). По условиям залегания и строению рудной толщи особое место занимает самое южное Аккермановское месторождение, расположенное у западного края юрской полосы к северу от долины р. Урала. Железные руды залегают здесь на визейских известняках, выполняя неровности древнего карстового рельефа. В отдельных воронках мощность руд превышает 40 м. По текстуре здесь преобладают руды брекчиевидные, грубообломочные или конкреционно-жеодистые, а руды бобово-оолитовые имеют подчиненное значение, хотя и встречаются линзами в самых разных горизонтах рудной толщи. По направлению к востоку рудная толща замещается песчано-глинистыми отложениями, которые только местами слабо обогащены гидроокислами железа и окрашены ими в желтовато-бурые цвета (Теодорович, Яницкий и Яганова, 1942).

Общая видимая мощность отложений хайбуллинской свиты в некоторых разрезах описываемой полосы достигает 75 м. На правобережье р. Сухой Губерли некоторые скважины, заданные на выходах ее пород, на глубине 170 м еще не достигли ее подошвы. В центральных частях юрской полосы, где подошва хайбуллинской свиты погружена на неизвестную глубину, мощность ее, несомненно, измеряется сотнями метров. Это опровергает мнение А. В. Хабакова (1935) о плоскодонном характере выполненных юрой впадин.

Зирен-агачская свита, широко распространена в бассейне р. Таналыка (в пределах Башкирии), в границах Оренбургской области слагает лишь одно крупное пятно на водоразделе рек Таналыка и Губерли. По составу зирен-агачская свита грубее хайбуллинской. Главным компонентом ее являются галечники, весьма напоминающие базальные хайбуллинские, но еще более крупные, угловатые и залегающие не отдельными полосами, а сплошным горизонтом. Среди них встречаются слои галек, покрытых пустынной коркой загара, что говорит о частичном их отложении потоками на периодически обсыхавшей равнине, а также линзы грубого кварцево-слюдистого песка, красных и серых глин, а иногда скопления песчаных бобовин бурого железняка. Мощность галечников на водоразделе рек Таналыка и Губерли достигает 20 м. Над ними (в наиболее возвышенной части водораздела) лежат белые кварцево-слюдистые пески мощностью до 10 м.

По отношению к хайбуллинским отложениям зирен-агачская свита залегает трансгрессивно, в ряде мест переходя на палеозой.

В Магнитогорской зоне к югу от г. Ново-Орска тянется меридиональная полоса юрских отложений (Оренбург-Казахстанская), граничащая на востоке с Урало-Тобольской (Мугоджарской) зоной, а на западе — с зоной Урал-Тау (Катын-Адырская града).

Юрские отложения здесь впервые в 1933—1941 гг. закартированы А. А. Петренко и Г. И. Водорезовым и по аналогии с соседними районами подразделены на две толщи: нижнюю (пестроцветную) и верхнюю (сероцветную). Первую они параллелизовали с хайбуллинской свитой, а вторую — с зирен-агачской.

Комплекс юрских угленосных отложений, залегающий здесь с размывом на палеозойском фундаменте, древней коре выветривания или пестроцветном горизонте тонкослоистых глин проблематичного возраста, относится к орской серии осадков. В ней (снизу вверх) выделяются три свиты: хайбуллинская, мамытская и зирен-агачская. Из них первая и последняя имеют стратотипы в северной части региона на территории Башкирской АССР, выделенные А. Л. Яншиным (1934), а средняя, т. е. мамытская, выделена З. А. Малютиной (1959) на Восточно-Уральском бурогольном месторождении.

Из Оренбург-Казахстанской полосы юрских осадков хайбуллинская свита является самой древней и самой распространенной в Оренбургском Зауралье. Она залегаєт с размывом на палеозойском фундаменте, его древней коре выветривания или местами на тонкослоистых пестроцветных неустановленного возраста. В основании ее лежит слой грубокластических пород (галечники, конгломераты, грубозернистые и разнотельные пески) с плохой сортировкой обломочного материала. Мощность их колеблется от 0,5 до 40 м. Выше по разрезу обычно идет частое неравномерное переслаивание сероцветных и пестроцветных песков и глин с углистыми включениями, с тонкими прослойками песчаника и сидерита.

Литологический и фациальный состав ее изменчив. В разрезе свиты преобладают отложения озерного (45—55%) и речного (30—45%) типа, с подчиненным значением делювиальных и пролювиальных (10—30%) и наименьшим (1—2%) болотных фаций. Из литологических разновидностей пород гравелиты, конгломераты и песчаники составляют 1—2%, пески 40—45%, алевроиты 15—20%, глины серые алевроитистые слюдястые 20—26%, глины пестроцветные 5—7% и доли процента падают на бурые угли, сидериты и др. В большинстве случаев породы хайбуллинской свиты слабо карбонатны. Часто встречаются тонкие прослои сидеритов и песчаников на карбонатно-глинистом или железистом цементе. Гравелиты и галечники преимущественно состоят из обломков кварца, яшм, кремнистых сланцев, эффузивов и др.

Глины обычно алевроитистые и реже плотные, по окраске светло-серые, серые, местами с голубоватым, синеватым и зеленоватым оттенками или желто-бурые, темно-серые, до черных, переходящие в углистые аргиллиты. В глинах повсеместно встречаются блестящие слюдки и углистые включения, иногда тонкие пропластки, линзы и даже пласты угля рабочей мощности. Кроме углей, в серых глинах нередко встречаются линзы сидерита, конкреции пирита и марказита.

В этой части разреза встречаются лишь редкие углистые включения и местами отпечатки или остатки флоры. Р. З. Генкиной была определена флора: *Contiopteris hymenophylloides* Brongn., *Osmundopsis (cladophlebis cf. plectrophora* Harris.), *Todites Roessertii* Zeiler., *Cladophlebis witbiensis* Brongn., *Cl. lobifolia* Phillips, *Cl. haiburnensis* (Brongn.) Font. *Sphenopteris williamsonia* Brongn. Комплекс флоры здесь беден, но формы ее юрские. Их с большей долей вероятности можно отнести к среднеюрским и лишь *Todites Roessertii* Zeiler и *Osmundites* являются характерными для верхнего лейаса. Споропыльцевой комплекс здесь также беден. В нем встречаются единичные средне- и нижнеюрские формы.

Выше по разрезу наблюдается переслаивание мелкозернистых серых песков и алевроитов с алевроитистыми слюдястыми глинами, с многочисленными углистыми включениями, с прослоями и линзами бурых углей (мощность 0,05—0,5 м). В этой части разреза также наблюдается местами распространение тонких прослоев сидеритов, песчаников, буровато-желтых и голубовато-серых глин, но преобладают светло-серые и

серые алевроиты, перемежающиеся с алевроитистыми и плотными темно-серыми глинами, с прослоями и линзами угля. По характеру угленосности эта часть разреза хайбуллинской свиты является малопродуктивной. Многочисленные спорово-пыльцевые анализы показывают, что в комплексе преобладают споры над пылью. Наиболее широко распространенными являются споры папоротников типа *Cyathea coniopteris*, *Osmunda* и морфологические формы *Leiotriletes Naum.* и др. Следует отметить пыльцу хвойных *Coniferae* с двумя воздушными мешками. Совершенно отсутствуют формы, характерные для рэта, а лейасовые содержатся в незначительном количестве как переходные.

По Восточно-Уральскому месторождению Р. З. Генкиной (1955) для хайбуллинской свиты (малопродуктивный горизонт, по Р. З. Генкиной) был определен следующий комплекс флоры: *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *C. furssenkoi* Pryn., *C. angustifolia* Brick., *C. zindanensis* Brick., *Todites roessertii* Zeiller, *Phlebopteris* sp., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Cl. lobifolia* Phill., *Cl. aktashensis* Tur—Ket., *Sphenopteris williamsonii* Brongn., *Equisetites ferganensis* Seward., *Pterophyllum acguale* Brongn., *Marattiopsis hoerensis* (Schimper), *Thomas.*, *M. munsteri* Schimper., *Nilssonia mediana* (Lescenby) Fox—Str. N., *lepida* Heer., *Baiera Czekanowskia* Heer, *Sphenobaiera angustiloba* (Heer) Florin., *Phoenicopsis angustiloba* (Heer) Florin., *Phoenicopsis angustifolia* (Heer), *Ph. speciosa* Heer, *Czekanowskia latifolia* Tur—Ket., *Pityophyllum nordenskiöedii* (Heer) Nath.

В количественном соотношении комплекса флоры доминируют папоротники (до 55%) и папоротникообразные семенные. Сравнивая находки флоры и спорово-пыльцевые комплексы хайбуллинской свиты, распространенной в бассейнах рек Таналыка, Губерли и Ори, можно отметить между ними большое сходство (особенно в спорово-пыльцевых комплексах).

Из палеонтологических остатков нижней части хайбуллинской свиты бассейна р. Губерли доставлены разрозненные кости рептилий, ядра унионид и отпечатки растений. Первые две группы ископаемых пока не изучены, а растительные отпечатки собирались и определялись многими. Общие списки определений флоры из мощных толщ нередко приводят к ошибочным стратиграфическим выводам благодаря разновозрастности горизонтов сбора растительных остатков. Поэтому мы дадим списки определенных видов по отдельным обнажениям и месторождениям. Из нижней и средней частей разреза хайбуллинской свиты А. Л. Яншиным и П. Л. Безруковым в обрывах левого берега р. Таналыка (в пределах Башкирии) выше пос. Акъяр (Хайбуллино) была собрана флора, из которой Л. М. Кречетовым определены: *Hausmannia Buchii* (Andr.) Richter, *H. cf. Richteri* Sew., *Clathropteris meniscoides* Brongn., *Rhizopteris* sp. (корневища папоротников, возможно *Hausmannia*), *Phyllocladites rotundifolia* Heer, *Podozamites Schenkii* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pagiophyllum peregrinum* Lindley et Hutton, *Schizolepis Mölleri* Sew., *Cyparissidium gracile* Heer, *Araucarites* sp. и *Pityophyllum* sp. Отсюда же по сборам Б. В. Наливкина А. Н. Криштофович определил: *Dicroidium uralense* sp. nova, *Elatides* sp. и *Cycadolepis* sp. (Безруков и Яншин, 1934, 1937; Яншин, 1939).

Из надрудной толщи Ново-Киевского, Промежуточного и Мало-Халиловского месторождений А. Н. Криштофовичем были определены: *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Cladophlebis cf. haiburnensis* Lindley et Hutton, *Stenorachis* sp., *Rhizopteris* sp. *Equisetales* gen. sp., а В. Д. Принадой — *Pityophyllum angustifolium* (Nath.)

Möller и *Schizolepis Mölleri* Sew. (Смирнова, 1932; Разумовский и Хабаков, 1941; Теодорович, 1942а).

Из надрудных глин Орловского месторождения В. Д. Принадой определены: *Cladophlebis muhodzarica* sp. n. ex gr. *Cl. lobifolia* (Phill.) Sew., *Cl. sp. ind.*, *Coniopteris muhodzarensis* sp. n., *Con. sp. ex gr. Con. hymenophylloides* Brongn., *Baiera angustiloba* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Pagiophyllum* sp. ex gr. *P. Münsterii* Schenk (Теодорович, 1942б; Яницкий, 1942б).

Из железистых конкреций Аккермановского месторождения В. Д. Принада определил: *Hausmannia cf. crenata* (Nath.) Richter, *Cladophlebis* sp. ex gr. *Cl. nebbensis* (Brongn.) Nath., *Neocalamites?* sp. ind или *Erethmophyllum Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Möller, Pit. sp. cf. Pit. *dahurica* Prun. и Pit. sp. (Кротов, 1942а; Теодорович, Яницкий, Яганов, 1942).

Анализируя приведенные списки флоры хайбуллинской свиты, можно отметить, что видовой состав ее довольно однообразен, так как одни и те же виды повторяются в различных местонахождениях от Южной Башкирии до северных границ Казахстана. В составе флоры наряду с изобилием общераспространенных среднеюрских форм повсюду встречены отдельные представители лейасовых и даже рэтских форм. К числу их относятся: *Hausmannia*, *Lacopteris Münsterii* Schenk., *Clathropteris meniscioides* Brongn., *Podozamites Schenkii* Heer.

Возраст хайбуллинской свиты определялся (1934—1940) как верхний лейас, хотя многие исследователи по спорово-пыльцевым анализам и флоре отмечали смешанный характер нижнеюрских и среднеюрских форм с преобладанием последних и высказывали мнение, что по возрасту отложения хайбуллинской свиты правильнее было бы относить к низам средней юры.

Многочисленные определения флоры и палинологические исследования также указывают на то, что комплекс флоры, спор и пыльцы носит смешанный характер с большим преобладанием среднеюрских форм и резко подчиненным нижнеюрским, которые, по всей вероятности, являются реликтовыми.

По комплексам флоры, спор и пыльцы хайбуллинская свита хорошо параллелизуется с караганской свитой Убаганского (Тургайского) бассейна. По левобережью р. Ори на хайбуллинской свите согласно залегает мамытская свита.

Мамытская свита литологически представлена светло-серыми и серыми пылеватыми и алевритистыми слюдистыми глинами с углистыми включениями, тонко переслаивающимися с алевритами. Преобладают в разрезах алевритистые глины, которые составляют от 60 до 80%.

Породы мамытской свиты бескарбонатны и в них отсутствуют сидериты и железистые песчаники. По фациальному составу мамытская свита менее пестрая, чем хайбуллинская. В ней преобладают озерные (до 45%) и речные (до 40%) фации. Фации болот, заболоченных приустьевых речных пойм и застойных водоемов составляют 10—15%. Делювиальные и пролювиальные фации составляют доли процента. Располагаются они близ бортов депрессий. С мамытской свитой связана основная угленосность Орского бурогоугольного бассейна. Мощность мамытской свиты 115—150 м.

В отложениях мамытской свиты в большом количестве встречаются углистые включения и растительный детрит. В угольных пластах в изобилии присутствуют остатки флоры часто очень хорошей сохранности. В песках, алевритах и глинах обычно хорошая споронасыщенность.

Спорово-пыльцевой комплекс свиты отличается от хайбуллинского следующими особенностями:

1. В мамытском комплексе преобладает пыльца над спорами.
2. Мамытский комплекс значительно разнообразнее и богаче видами. В нем появляются: *Salvinia sangarensis* Bolch., *Cibotium junctum* Кага — Mursa, *Osmunda jurassica* Кага — Mursa.
3. Появляется и целый ряд новых видов хвойных, которые не встречались в хайбуллинском комплексе: *Picea singularae* Bolch., *Podocarpus monstrabilis* Bolch., *P. andiniformis* Bolch., *Cedrus* sp. *Cedrus levigata* Sauer.
4. Почти полностью исчезают реликтовые формы, такие, как *Cheiropleuria*, *Danaea*, *Danaeopsis*, *Phlebopteris*, *Klukia*, примитивные древние хвойные и др.
5. Более широкого распространения достигают многие из форм, отмеченные в хайбуллинской свите (*Coniopteris*, *Osmunda*, *Equisetites*, *Mationa*, *Picea*, *Pinus*, *Podocarpus*, *Cedrus*).

Все это свидетельствует о значительной смене климатических условий и о том, что возраст мамытской свиты моложе аалена. В мамытской свите насчитывается до 50 видов растений. Р. З. Генкина выделяет в продуктивной части разреза следующий характерный комплекс флоры: *Williamsonia pacifica* Kryscht., *W. orientales* Heer, *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. fursenkoi* Pryn., *C. zindanensis* Brick. *Cladophlebis witbiensis* Brongn., *Cl. mamitiensis* Gen. in litt., *Cl. iobifolia* Kryscht., *Cl. suluktensis* Brick., *Raphaelia diamensis* Sew., *Equisetites ferganensis* Sew. *E. Hallei* Trom. *E. beanii* Bunb, *Anomozamites indianus* Schimp., *Ptilophyllum cutchensis* Morr., *Nilssonina vittaeformis* Pryn., *N. mediana* (Lesk) Fox — Str., *Nilssonina compta* Phillips., *N. gracilina* Heer, *N. acuminata* Presl. *N. Schmidtii* Heer, *N. denticulata* Thom., *Ctenis Yokoyamai* Krisht. et Pryn., *Ginkgo sibirica* Heer, *G. lepida* Heer, *G. digitata* Brongn., *G. concinna* Heer, *Baiera* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Elatides curvifolia* (Dunk) Nath. *Elatides munteri* (Schenk). *Pagiophyllum williamsonia* Brongn., *Drepanolepis angustiar* Natch., *Sphenopteris williamsonia* Brongn.

Приведенный комплекс флоры типично среднеюрский и не вызывает никаких сомнений. Узколистный и мелколистный папоротники, папоротникообразные семенные гингковые и цикадовые аналогичны среднеюрским формам Тургая, Урала, Западной Сибири, Средней Азии и Казахстана. Хвощи (*Equisetites hallei*, *Eg. beanii*, *Eg. columnaris*) и цикадофиты (*Nilssonina acuminata* и др.) пользуются широким распространением в среднеюрских флорах Украины, Крыма, Казахстана, Тургая и Средней Азии.

В отличие от комплекса флоры хайбуллинской свиты в мамытской свите цикадофиты достигают расцвета с большим видовым разнообразием. Это свидетельствует об изменении климатических условий в сторону большего увлажнения.

По флоре мамытская свита хорошо параллелизуется с дузбайской свитой Убаганского бассейна. Возраст ее устанавливается как байобатский.

Зирен-агачская свита представлена галечниками и грубозернистыми песками пролювиальных фаций, которые в направлении с севера на юг постепенно замещаются песками, алевритами и глинами озерно-речных фаций. Грубозернистые пески зирен-агачской свиты нередко сцементированы в железистые конгломераты и песчаники. В составе галек много обломков кристаллических сланцев Урал-Тау, что указывает на дальность переноса. Зирен-агачская свита трансгрес-

сивно залегают на мамытской и хайбуллинской свитах, а местами ложится и прямо на палеозой. Мощность свиты 25—50 м.

Палеонтологически зирен-агачская свита до сих пор не охарактеризована. В железистых песчаниках на правом берегу низовьев р. Мандыбая (левый приток р. Ори) найден лишь один плохой отпечаток ваи *Taeniopteris* sp. (Петренко, 1933, 1953; Безруков и Яншин, 1937). При палинологических исследованиях обнаружены единичные экземпляры спор и пыльцы мезозойского облика, что также не дает основания для определения ее возраста. Весьма условно мы можем предполагать о ее возрасте по положению в разрезе. Залегает она с размывом на мамытской свите байос-батского возраста, а в бассейне р. Киргильды перекрывается с размывом альб-сеноманскими отложениями, следовательно, возраст ее древнее альб-сеномана и моложе байос-бата. Условно мы относим ее к верхам средней юры.

Геологическое развитие региона тесно связано с геотектонической историей Урала, для которого геосинклиальный режим осадконакопления сменился в мезозое платформенным. Внутренняя впадина южного погружения Магнитогорского синклинория, оконтурившаяся еще в конце палеозоя, развивалась в мезозое как унаследованная структура и ко времени образования мезозойских отложений была уже морфологически зрелой равниной, с умеренно расчлененным рельефом, а окаймляющие ее поднятия являлись областями интенсивного разрушения.

Юрская толща формировалась в медленно прогибающихся депрессиях Магнитогорской зоны Орского Урала в условиях платформенного континентального режима, с преобладанием лимнического типа осадконакопления.

В заключение очерка следует остановиться на проблематично юрских осадках северной части Орского района.

К северу от широтного колена р. Ори юрские отложения еще очень плохо изучены и далеко не везде выделены из пестрого комплекса широко развитых здесь постпалеозойских континентальных отложений. Некоторые геологи, как, например, Н. В. Башенина (1948), утверждают, что осадки мезозоя здесь совершенно отсутствуют. Такой взгляд вряд ли правилен. В ряде мест на севере Орского района и в Кваркенском районе известны породы, которые по условиям залегания или по литологическому характеру не могут быть отнесены ни к одной из развитых здесь свит третичных отложений, часто явно древнее их, и потому должны считаться мезозойскими. Ниже мы дадим перечень участков распространения таких пород, вероятно, мезозойского возраста.

В нижнем течении р. Кумака, несколько восточнее г. Ново-Орска, до впадения ее в р. Урал, вскрыта юрская угленосная толща, залегающая на сильно дислоцированных карбонových известняках и песчаниках и перекрывающаяся третичными и четвертичными отложениями. В северо-западной части отмечено распространение только зирен-агачской свиты, трансгрессивно залегающей на палеозое, а в центральной части кумацкого профиля пробурены зирен-агачская (мощность 20—50 м), мамытская (мощность 70—100 м) свиты и вскрыта хайбуллинская, (но полностью не перебурена). Мамытская и хайбуллинская свиты представлены преимущественно отложениями глубоководных озерных фаций, зирен-агачская свита — в основном галечниками и песками пролювиального типа.

В связи с этим становится вероятным юрский возраст отложений, выходящих в долине р. Кумака в 9 км к юго-востоку от ст. Ново-Орской в урочище Яшкина Мельница. Здесь на турнейских известняках лежат бурые железняки мощностью до 6,5 м, а выше них серые и зеленоватые глины с линзами бурого угля (Форш, 1931). Все породы полого накло-

нены на запад. Генезис железняков не вполне ясен. Их описания заставляют думать, что это скорее элювиальные, чем осадочные, образования. Однако вышележащие породы, вероятно, относятся к осадкам юрского времени.

В 10 км к северо-западу от г. Орска, в долине р. Казакчиккан, неоднократно разведывался участок развития серых глин с линзами бурого угля (Тихонович, 1921; Петренко, 1932). В настоящее время установлено, что это верхи хайбуллинской свиты.

К северу от р. Кумака — в верховьях рек Аще-Бутака, Курайлы и Караганки, т. е. далеко от долины р. Урала и выше его неогеновых террас, известны площади развития очень тонких полосчатых пестроцветных глин (розовых, красных, лиловатых, желтых, белых) с прослоями кварцевых алевритов. В верхних слоях глины богаты разнообразными конкрециями гидрогетита. Мощность таких глин достигает 68 м, причем ложатся они по резкой границе размыва на различные породы среднего и нижнего карбона. Возраст их скорее мезозойский, чем третичный. Подобные же породы известны к западу от р. Урала, в низовьях р. Таналыка, к северу и югу от пос. Малятино. Здесь среди них известную роль играют светлые слюдисто-кварцевые пески с прослоями мелкого галечника (Безруков и Яншин, 1934; Кириченко, 1940).

К югу от пос. Таналыкского, вдоль долины р. Урала, на высоте 90—100 м над его руслом, т. е. значительно выше всех неогеновых террас, тянется полоса крупных полимиктовых галечников и валунов диаметром до 0,5 м, в которых обломки изверженных пород обнаруживают следы интенсивного выветривания. Обычно эти галечники залегают на породах девона.

Немного севернее, в низовьях р. Суундука у пос. Севастопольского, известны выходы бурых углей среди красных глин, вероятнее всего, также принадлежащих мезозою (Канадыкин, 1909). В низовьях р. Бурли у хут. Озерного выходят серые и красные глины, венчающиеся слоем песчанистой бобовой руды мощностью около 0,3 м. По мнению К. В. Никифоровой (1948), они имеют мезозойский возраст.

В самой восточной части Оренбургской области, в пределах Урало-Тобольской антиклинальной зоны, мезозойские осадочные образования достоверно неизвестны. Имеется, правда, указание А. Пересветова (1933) о выходах серых, розовых и голубоватых пестроцветных глин в долине р. Караганды, правого притока р. Кумака, причем присутствие серых глин позволяет думать, что это не кора выветривания. Однако третичный возраст этих пород также вероятен как мезозойский.

Из полезных ископаемых с мезозойской корой выветривания Оренбургского Зауралья связаны месторождения силикатных никелевых руд, залежи магнезита, каолина, охр и других минеральных красок, а с осадочными породами юры — Халиловские месторождения бурых железняков, многочисленные залежи бурых углей, огнеупорных глин и формовочных песков.

МОРСКИЕ ВЕРХНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНЫХ РАЙОНОВ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ И БАСЕЙНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. САКМАРЫ

На крайнем юге Оренбургской области в районе Урал-Илекского междуречья морские осадки верхней юры пользуются широким распространением. К западу от Соль-Илецка они выходят на крыльях широтной синклинали меловых пород, обнажаясь в классических разрезах по рекам Сухой Песчанке, Ветлянке и Пупаю. К востоку от Соль-Илецка этими осадками сложены значительные участки вдоль правого берега р. Илека, по р. Ит-Чашкану и на водоразделе его с р. Буртей, в бас-

сейне р. Бердянки (известные разрезы Ханской горы) и по периферии мелких мульд между реками Буртей и Урта-Буртей. К югу от р. Илека островки верхней юры выступают из-под меловых и акчагыльских отложений в разных местах водораздела его с р. Мал. Хобдой.

К северу ложе мезозойских осадков Оренбургского Приуралья испытывает общий подъем, в связи с чем выходы юрских отложений в этом направлении становятся все более и более редкими. На Урало-Сакмарском водоразделе известно их небольшое пятно к северо-востоку от пос. Островного. Наконец, севернее р. Сакмары меридиональная полоса верхнеюрских и меловых отложений, ограниченная на востоке системой кулисообразных сбросов, протягивается вдоль водораздела рек Салмыша и Абдуловой Чебенки. Наиболее возвышенная часть этой гряды верхнеюрских песчаников известна в геологической литературе под названием «хребта» Сарыгул. Крайний на север выход верхней юры, лежащий на продолжении той же полосы, имеется на правом берегу р. Юшатыря у пос. Никитинского.

Для разработки стратиграфии верхнеюрских отложений СССР изучение их разрезов в Оренбургском Приуралье сыграло такую же важную роль, как изучение разрезов окрестностей Москвы и Ульяновского Поволжья. Ряд принципиальных вопросов биостратиграфии верхней юры был решен именно при изучении Оренбургского Приуралья и происходящей отсюда фауны.

Выходы верхней юры в бассейне р. Илека были открыты в 1820 г. во время экспедиции в Бухару А. Ф. Негри и отмечены в работах участников этой экспедиции (Meuendorf, 1826; Pander, 1826; Everstaп, 1823; Эверсман, 1840). В сороковых годах прошлого века Ф. Вангенгейм фон Квален (Wangenheim von Qualen, 1851) обнаружил верхнюю юру на Сарыгуле, на реках Ветлянке и Илеке близ пос. Изобильного. Эти же выходы и некоторая фауна из них описаны в монографии Р. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кейзерлинга (1847, 1848). Во второй половине прошлого века основные разрезы верхней юры рассматриваемого района изучались А. Нешелем (Nöschel, 1852—1953), Э. И. Гофманом (1863) и И. Ф. Синцовым (1871, 1888), а фауна из них — Э. И. Эйхвальдом (Eichwald, 1868), И. И. Лагузеном (1888), А. П. Павловым (1886), И. Ф. Синцовым (1890) и В. П. Семеновым (1896). Критика определений последнего дана А. П. Павловым (1898—1899).

В начале XX века юра Сарыгула описывалась А. В. Нечаевым (1901) и А. Н. Розановым (1914), а верхняя юра левобережья р. Урала — в ряде работ Д. Н. Соколова (1901, 1903а, 1903б, 1905, 1906, 1908, 1915, 1918, 1921), некоторые из которых содержат ценные списки определенных фауны, а также в статьях Н. Н. Тихоновича (1905, 1905а). Верхнеюрские ауцеллы этого района изучались Д. Н. Соколовым (1908) и А. П. Павловым (Pavlov, 1907), а некоторые другие роды пеллеципод — А. А. Борисяком (1909). Списки определений фауны для ряда пунктов были даны также С. Н. Никитиным (1901) и В. Ф. Пчелинцевым (1914).

После Октябрьской революции характер верхнеюрских отложений Оренбургского Приуралья освещался в работах П. И. Климова (1934), Б. В. Селивановского (1933, 1934), Е. И. Соколовой (1939), К. А. Шахварстовой и Е. И. Шашковой (1934) и А. Л. Яншина (1932, 1937, 1939а; Яншин и Фокин, 1934). Г. В. Вахрушевым (1940) открыт самый северный их выход на р. Юшатырь. Г. Я. Крымгольцем (1929) описаны некоторые белемниты, а Д. И. Иловайским и К. П. Флоренским (1941) — аммониты ряда горизонтов верхнеюрских отложений. Очень немногочисленные еще определения фораминифер из верхней юры Оренбург-

ского Приуралья сделаны Л. Г. Дайн (1948) и Е. В. Мятлюк. Ценные данные о распространении и фациальной изменчивости верхнеюрских отложений содержатся в отпечатках К. Я. Бабича, Д. И. Иловайского, П. И. Климова, Г. П. Леонова, Г. В. Фоминой и других геологов.

Наконец, для стратиграфии верхней юры Оренбургского Приуралья важны некоторые сопоставления и выводы, имеющиеся в работах С. Н. Никитина (1888), А. О. Михальского (1894), Н. А. Богословского (1902), А. Н. Розанова (1906, 1913, 1918, 1923), Л. Ш. Давиташвили (1926), Н. Т. Зонова (1937), А. Л. Яншина (1943), Н. Т. Сазанова (1953, 1954) и в проекте «Унифицированной стратиграфической схемы мезозойских отложений Русской платформы» (1953).

Разрез верхнеюрских отложений Оренбургского Приуралья обычно начинается слоями среднего келловей, которые залегают на различных горизонтах континентальных осадков средней юры. Мнение Д. Н. Соколова (1908, 1921) о существовании между ними постепенного перехода неправильно. Последующими работами было установлено, что в основании среднего келловей везде наблюдаются достаточно ясные следы размыва и перерыва в осадкообразовании. Это позволяет думать, что нижний келловей на юге Оренбургской области отсутствует и что подстилающие здесь верхнюю юру континентальные отложения по возрасту не моложе бата*.

Морской бассейн существовал в Оренбургском Приуралье непрерывно от среднего келловей до века *Virgatites virgatus*, однако он был по-видимому, очень мелководным, а время его существования совпало с эпохой довольно интенсивного формирования наблюдаемых сейчас структур, которое выражалось в виде поднятия отдельных участков дна и опускания других его участков.

Эти условия привели к большой пестроте фациального состава осадков, непостоянству мощности отдельных горизонтов и наличию внутриформационных размывов, стратиграфическое положение которых различно. Очень редко в разрезах наблюдается нормальная последовательность всех ярусов верхней юры. Обычно то одни, то другие из них выпадают. Особенно интенсивный размыв был перед отложением слоев с *Virgatites virgatus*, которые во многих местах залегают непосредственно на средней юре.

Еще Д. Н. Соколовым (1915, 1918, 1921) было введено в литературу представление о двух фациальных типах «оренбургской юры». Последующими работами было выяснено, что разница между этими типами не столь резкая, как думал Д. Н. Соколов, а фаунистическая почти отсутствует, однако несомненно, что при всем разнообразии разрезов верхней юры Оренбургского Приуралья в ее осадках, более древних, чем слои с *Virgatites virgatus*, можно выделить два основных типа. Осадки одного из них, очевидно прибрежного, протягиваются от Сарыгула в бассейн р. Бердянки и далее в верховья р. Бурти. В пределах распространения этого типа осадков во всех доvirгатитовых горизонтах верхней юры преобладают однообразные часто кремнистые песчаники серых и зеленоватых оттенков. Фосфориты здесь встречаются лишь в виде редких желваков. В более западных и юго-западных разрезах наблюдается иная фация или, вернее, иной комплекс фаций. Осадки здесь разнообразнее по составу, нередко мергелисты, кремнистые песчаники среди них почти отсутствуют, а каждый стратиграфический перерыв сопровождается мощным фосфоритообразованием. Примером первого фациального типа может служить разрез возвышенности

* Указание Н. Н. Тихоновича (Тихонович и Винокуров, 1905) на присутствие нижнекелловейских известняков с *Proplanulites* в урочище Акджар на р. Мал. Хобде неправильно.

Сарыгул, примером второго — разрез в среднем течении р. Сухой Песчанки, в 50 км западнее Соль-Илецка. Ниже приводится характеристика отдельных стратиграфических горизонтов верхнеюрских отложений.

Осадки среднего келловея, которыми начинается разрез верхней юры, почти везде в Оренбургском Приуралье представлены желтоватыми или серыми мелкозернистыми песками, которые в верхней части нередко содержат каравай или прослой плотного известковистого песчаника, а на р. Мал. Хобде — крупные желваки фосфорита. В разрезе Ханской горы на р. Бердянке цемент песчаниковых прослоев становится кремнистым. На Сарыгуле, в нижнем течении р. Бердянки и в бассейне р. Ит-Чашкана среднекелловейские пески замещаются зеленоватыми песчанистыми глинами и глинистыми песчаниками, нередко содержащими много оолитовых зерен лимонита. Мощность горизонта в тех разрезах, где над ним сохранился верхний келловей, колеблется от 0,70 м (Сухая Песчанка) до 7,80 м (Сарыгул). Из встречающихся в нем аммонитов К. П. Флоренским (Иловайский и Флоренский, 1941) описаны *Cosmoceras jason* Rein. с несколькими его вариантами *C. gulielmii* Sow., *C. cf. grossouvrei* Douv., *C. cf. castor* Rein., *Stepheoceras (Erymnoceras) coronatum* Brug., *Cadoceras tschekini* d'Orb. и *C. stenolobum* Key s. Кроме того, в песках среднего келловея многочисленны *Cylindroteutis beaumonti* d'Orb., разнообразные пеллециподы и брахиоподы. Раковины *Pseudomonotis subechinata* Lah., *Ps. uralensis* Boriss, *Rhynchonella personata* Bush. и *Rh. allemanica* Roll. (= *Rh. varians* Quenst, нередко образуют массовые скопления, превращающие песок в рыхлый песчанистый ракушняк).

Л. Г. Дайн (1948) указывает, что в среднем келловее Ханской горы Е. В. Мятлюк встретила большое количество раковинок фораминифер *Cristellaria pseudocrassa* Mjatluk (n. nns) и *Frondicularia*.

Осадки верхнего келловея местами по составу не отличимы от среднекелловейских, но чаще представлены зеленоватыми песками и алевритами с примесью глауконита, зеленоватыми же песчанистыми глинами или глинистыми песчаниками. В бассейне р. Бердянки в его разрезах отмечены прослой кремнистых песчаников. Мощность верхнего келловея в полных разрезах колеблется от 0,95 до 4,8 м. Из его аммонитов описаны: *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Qu. henrici* Douv. var. *brasili* Douv. и *Qu. keyserlingi* D. Sok. (Иловайский и Флоренский, 1941). Кроме того, в фауне верхнего келловея многочисленны другие представители рода *Quenstedticeras*, *Peltoceras athleta* Phill., разнообразные белемниты и пеллециподы. Из последних массовое распространение приобретает *Gryphaea dilatata* Sow., которая единичными экземплярами появляется еще в среднем келловее. Продолжают встречаться банки *Pseudomonotis subechinata* Lah. и различных ринхонелл, хотя и меньших размеров, чем в среднем келловее. Впервые появляются в большом количестве ауцеллы (*Aucella lata* Trautsch., *A. cf. bronni* Lah.).

Оксфорд в Оренбургском Приуралье, как и в ряде других районов СССР, имеет четко выраженную нижнюю, но трудно распознаваемую верхнюю палеонтологическую границу. Дело в том, что аммониты, определявшие Д. Н. Соколовым и другими палеонтологами как *Cardioceras alternans* Bush, здесь, несомненно, поднимаются вверх по разрезу до подошвы слоев, которые содержат верхнекимериджских *Aulacostephanus*. В Западной Европе, как давно уже точно установлено, *C. alternans* встречается лишь в одной из зон верхнего оксфорда, причем даже не в самой верхней. Однако, если все альтерновыи слои Оренбургского Приуралья отнести к верхнему оксфорду, то окажется, что здесь нигде

нет нижнего кимериджа, хотя переход от оксфорда к верхнему кимериджу в ряде мест постепенный. Мысль А. П. Павлова (1886) о том, что в России нижний кимеридж, так же как и верхний, охарактеризован фауной *Aulacostephanus*, вряд ли справедлива. Остается два предположения: или раковины *Cardioceras alternans* Buch имеют в Оренбургском Приуралье более широкое вертикальное распространение, чем в Западной Европе, характеризуя своим присутствием верхние зоны оксфорда и весь нижний кимеридж, или же под этим названием здесь определялись не только типичные формы *Cardioceras alternans* Buch, но и более поздние представители рода, в действительности принадлежащие нижнекимериджской группе видов *C. kitchini* Salf. — *C. anglicum* Salf. Последнее предположение, по-видимому, более справедливо. Однако в обоих случаях несомненно, что так называемые «альтерновыи слои» или «секванские слои» охватывают в Оренбургском Приуралье весь нижний кимеридж, хотя в нижней своей части они соответствуют верхним зонам западноевропейского оксфорда. Внутри маломощных альтерновых слоев Оренбургского Приуралья ни по составу пород, ни по характеру фауны провести границу не удастся. Поэтому мы условно относим их целиком к нижнему кимериджу, а верхнюю границу оксфорда проводим по исчезновению *Cardioceras alternoides* Nik. и *C. zenaidae* Illov.

Такие отложения оксфорда обычно представлены желтыми или зеленоватыми (от содержания глауконита) кварцевыми песками и алевролитами, в которых проходят прослойки плотного известковистого песчаника или песчанистого известняка с многочисленной фауной. Для верхней части оксфордских песков весьма характерны округлые фосфоритовые желваки, покрытые снаружи толстой белой известковистой корочкой.

Мощность отложений оксфорда обычно невелика (от 0,6 до 2 м). Сарыгульская полоса верхней юры в этом отношении не представляет исключения. Необычен по составу осадков и мощности только оксфорд Ханской горы на р. Бердянке. Здесь между верхним келловеем и альтерновыми слоями залегают то более рыхлые, то плотные зеленоватые песчаники с глинистым, карбонатным или кремнистым цементом. Фосфоритов в этих песчаниках нет. Из фауны они содержат в нижней части: *Cardioceras cordatum* Sow., *C. vertebrale* Sow и *C. excavatum* Sow., в средней — *C. zieteni* Rouill., а в верхней — *C. alternoides* Nik., *C. zenaidae* Illov. *C. cf. vagum* Illov. Кроме того, в оксфордских песчаниках Ханской горы встречается *Pachyteuthis panderi* d'Orb., множество разнообразных пелеципод, гастропод и брахиопод, в том числе: *Aucella lata* Trautsch., *A. bronni* Lah., *Entolium spathulatus* Roem., *Aequipecten sokolowi* Boriss et Ivan. и *Gryphaea dilatata* Sow., а также фораминиферы: *Cristellaria compressaformis* Paalz., *Vaginulina sokolovae* Mjatluk и *Epistomina stelligeriformis* Mjatluk.

В других местах Оренбургского Приуралья оксфорд имеет настолько небольшую мощность, что не может быть подразделен на зоны.

Аммониты, характерные для различных его горизонтов, встречаются здесь нередко в одном штуде породы.

Нижний кимеридж в принимаемом нами условно объеме, т. е. слои с «*Cardioceras alternans* Buch» в большинстве разрезов Оренбургского Приуралья представлены сгруженными фосфоритовыми желваками в глауконитовом песке или плотном песчанике, а иногда сплошной фосфоритовой плитой. Мощность такой фосфоритовой фации нижнего кимериджа обычно не превышает 0,6—0,7 м. На Сарыгуле этот горизонт

сложен глауконитовым песком с прослоем известковистого песчаника в кровле и редкими желваками фосфорита в подошве. Мощность его здесь 1,25 м. В разрезе Ханской горы границы алтерновых слоев не вполне ясны. Е. И. Соколова (1939) относит к ним рыхлые песчаники без характерных аммонитов, которые отделены от оксфорда и верхнего кимериджа слоями фосфоритовых желваков. Д. Н. Соколов (1915) проводил стратиграфические границы в этом разрезе выше. Он считал, что нижний слой желваков фосфорита лежит здесь внутри горизонта с *Cardioceras zenaidae* Ilow., т. е. верхнего оксфорда, а верхний фосфоритовый слой — внутри горизонта с *Cardioceras alternans* Buch. Мощность последнего, по Д. Н. Соколову (1908), достигает здесь 4,2 м.

Из фауны верхней части альтерновых слоев р. Сухой Песчанки описана *Ammonia kurmani* Ilow., близкая к *A. suberina*, одной из характерных форм нижнего кимериджа Юго-Западной Германии (Иловайский и Флоренский, 1941). Кроме того, в нижнем кимеридже Оренбургского Приуралья обычно плохо изученные представители родов *Cardioceras*, *Pachyteuhis panderi* d'Orb., *P. kirghisensis* d'Orb., *Aucella bronii* Lah. и *A. kirghisensis* D. Sok. Встречается еще *Gryphaea dilatata* Sow., выше по разрезу отсутствующая.

Верхний кимеридж сохранился в небольшом количестве мест Оренбургского Приуралья. На р. Сухой Песчанке к западу, от Соль-Илецка и на р. Ит-Чашкане к северу от Ак-Булака он представлен глауконитовым песком с желваками фосфорита мощностью не более 1 м, на Сарыгуле — глауконитовым песком без фосфоритов, но с прослоем спонгиолитовых песчаников в средней части, общей мощностью 3,35 м, на Ханской горе и в овраге Истак-Ульган (верховья р. Бурти) сплошными кремнистыми песчаниками мощностью до 3 м. Песчаниковая фация верхнего кимериджа очень богата аммонитами, из которых А. П. Павловым (1886) и Д. И. Иловайским (Иловайский и Флоренский, 1941) описаны: *Physodoceras longispinum* Sow., *Ph. liparum* Opp., *Ph. karpinskyi* Pavl., *Aulacostephanus eudoxus* d'Orb., *A. subeudoxus* Pavl., *A. syrti* Pavl., *A. kirghisensis* d'Orb., *A. stuckenbergi* Pavl., *A. pseudomutabilis* Log., *A. subundura* Pavl., *A. jasanoides* Pavl., *A. anglicus* Steuer и *A. cf. yo* d'Orb. Из нижней части слоев с *Aulacostephanus*, но не из более древних горизонтов разреза происходят описанные Д. И. Иловайским *Divisosphinctes cf. lacertosus* Dum. et Font. и *D. sublacertosus* Ilow., весьма близкие к *D. lacertosus* Dum. et Font., который в Юго-Западной Германии характерен для зоны *Sutneria platinota* нижнего кимериджа. Видимо, в Приуралье эти формы имеют несколько иное вертикальное распространение. Г. Я. Крымгольцем (1929) из верхнего кимериджа Сарыгула описаны: *Cylindrotheuhis sarygulensis* Grimh. *C. ingens* Grimh.

Д. И. Иловайский (Иловайский и Флоренский, 1941) отмечает, что в разрезе Ханской горы близ верхнего кимериджа может быть выделена особая фаунистическая зона, характеризующаяся исчезновением представителей рода *Aulacostephanus* и появлением *Divisosphinctes fallax* Ilow. Близость последней формы к конвергентному виду *Virgatosphinctes setatus* Scheind., который в Швабской юре характеризует верхнюю часть зоны *Waagenia beckeri*, позволяет Д. И. Иловайскому видеть в слоях с *D. fallax* аналог нижнего титона, но такое сопоставление пока не может считаться достаточно обоснованным.

Над верхним кимериджем в Оренбургском Приуралье лежат своеобразные слои, выделенные Д. Н. Соколовым (1901) под названием «ветлянского горизонта». Из аммонитов они содержат оригинальные формы, которые являются предковыми по отношению к виргатитам. Д. И. Иловайский выделил их в особый род, которому, по предложению

О. С. Вялова (1940), дано название *Ilovaiskyia*. Аммониты этого рода близки формам из родов *Virgatosphinctes*, *Aulacosphinctes* и *Pseudovirgatites*, которые характерны для зон *Orpelia lithographica* и *Berriasella ciliata* нижнего титона Швабской юры. Кроме того, из верхней части ветлянских слоев р. Ветлянки Д. И. Иловайским (Иловайский и Флоренский, 1941) описаны два экземпляра *Physodoceras neoburgensis* Орр., который в Юго-Западной Германии обнаруживается только из зоны *Berriasella ciliata*. Все это позволяет довольно уверенно считать ветлянский горизонт аналогом нижнего титона Западной Европы, хотя вопрос о совпадении верхних границ этих двух стратиграфических подразделений еще не может считаться решенным. Не вполне решенным является и вопрос о положении ветлянского горизонта в общей схеме стратиграфии верхней юры СССР.

Ветлянский горизонт Оренбургского Приуралья почти везде, где он сохраняется, представлен светло-серыми и зеленоватыми легкими опоковидными песчаниками с карбонатно-опаловым цементом, в которых отдельными прослоями или линзами залегают более плотные кремнистые песчаники. Лишь на Сарыгуле в его составе преобладают рыхлые глауконитовые пески. Полная мощность горизонта меняется от 3,6 м на Сарыгуле до 9 м на реках Ветлянке и Пупае. Из аммонитов для его нижней части характерны *Ilovaiskyia sokolovi* Илов. с ее различными вариантами *Cylindrotheutis obeliscoides* Pavl., *C. porrecta* Phill. и *C. sarygulensis* Grimh., а для верхней — *Ilovaiskyia pseudoscythica* Илов., *I. ianschini* Илов., *I. klimovi* Илов., *I. schaschkovae* Илов., *Physodoceras neoburgensis* Орр., *Cylindroteuthis magnifica* d'Orb. и *C. nikitini* D. Sok. Во всех слоях горизонта многочисленны: *Pachyteuhis kirghisensis* d'Orb., *Aucella mosquensis* Buch., *A. striatirugosa* Pavl. Реже встречаются: *Aucella pavlovi* D. Sok., *A. stantoni* Pavl., *A. pradoxa* D. Sok. и *A. bononiensis* Pavl. На Сарыгуле в средней части горизонта прослежен слой ракушняка, состоящего преимущественно из створок *Trigonia corallina* d'Orb. и *Astarte ovoides* Buch.

Над ветлянским горизонтом в нескольких местах Приуралья сохранились остатки второй зоны нижнего волжского яруса — зоны *Provirgatites scythicus*. На реках Ветлянке и Пупае они представлены слоем фосфоритовых желваков, которые в верхней части сливаются в сплошную фосфоритовую плиту, на Ханской горе — плотными опоковидными песчаниками серого цвета, мощностью до 5 м, на Сарыгуле — глинистыми песками с прослоями песчаных известняков и глауконитовых песчаников (мощность 3 м), в некоторых разрезах левобережья р. Илека — темными глинами с тонкими прослоями горючих сланцев. Из фауны этой зоны описаны *Provirgatites scythicus* (Vischn.) Mich. и его вариация *diprosopa* Илов., *Pr. quenstedti* Rouill., *Virgatites* (?) *contradictionis* Илов., *Oxypleurites acuticostatus* Mich. var. *nana* Илов., *Dorsoplanites dorsoplanus* (Vischn.) Mich., *Pavlovia panderi* d'Orb., *P. pavlovi* Mich., *Cylindroteuhis absoluta* Fisch., *Aucella scythica* D. Sok., *A. rugosa* Pavl. и *A. emigrata* Zitt. (Иловайский и Флоринский, 1941; Крымгольц, 1929; Pavlov, 1907).

Для фаций горючих сланцев очень характерны скопления мелких раковин *Orbiculoidea maeotis* Eichw.

Вышележащий горизонт — зона *Virgatites virgatus* — только на Сарыгуле и в бассейне р. Бердянки и, возможно, еще в глубине некоторых синклиналей южной части района связаны с зоной *Provirgatites scythicus* постепенным переходом. В большинстве разрезов *Virgatites virgatus* лежит с размывом на различных более древних горизонтах, вплоть до средней юры, заключая в основании слой фосфоритовых желваков или даже фосфоритовую плиту мощностью до 0,7 м. В этом

базальном слое встречаются окатанные фосфоритизированные ядра ископаемых всех размытых горизонтов, что нередко приводило к неправильному определению возраста слоя и неверному представлению о распределении фосфоритовых фаций в различные эпохи верхней юры. Для цемента фосфоритовых желваков характерны синхроничные образования слоя роста: *Pachyteuhis explanata* Phill.

Выше фосфоритового слоя, а там, где он отсутствует, выше песков или горячих сланцев зоны *Provirgatites scythicus* лежит очень однообразная толща светло-серых, иногда голубоватых мергелистых глин, переслоенных плотным грязно-белым мергелем. Мощность ее равна 42,5 м. В других местах она изменяется вследствие несогласного срезания виргатовых мергелей нижним мелом, но обычно остается значительной. Следует, впрочем, заметить, что мощность этих слоев в 70 и 100 м, сообщаемая Д. Н. Соколовым (1903), явно завышена.

Из фауны описываемые породы содержат: *Virgatites virgatus* Buch., *V. pusillus* Mich., *V. sosia* (Vischn.) Mich., *Cylindroteuhis absoluta* Fisch., *C. rouillieri* Pavl., *Aucella russiensis* Pavl., *A. fischeri* d'Orb., *A. gabbi* Pavl., *Ostrea deltoidea* Sow. и много других пелеципод, а также брахиопод, списки которых приведены в ряде работ (Синцов, 1871, 1888, 1890; Соколов, 1901, 1903, 1906, 1921; Соколова, 1939).

Д. Н. Соколов (1906, 1921) считал, что в некоторых разрезах в верхней части виргатовых слоев может быть выделен особый фаунистический горизонт, лишенный *Virgatites virgatus* Buch., но еще содержащий *V. sosia* (Vischn.) Mich., а также молодые виды ауцелл: *Aucella krotovi* Pavl. и *A. lahuseni* Pavl., свойственные в Центральной России главным образом зоне *Graspedites subditus*. В одной из своих работ Д. Н. Соколов (1921) приравнивал этот горизонт к зоне *Epirvirgatites nikitini* (верхней зоне нижнего волжского яруса). Последнее едва ли правильно, так как *Virgatites sosia* (Vischn.) Mich. и родственные ему формы в Поволжье никогда не поднимаются в зону *Epirvirgatites nikitini*. Что же касается ауцелл, то многие их виды появляются несколько раньше, чем в Центральной России. На это неоднократно указывалось в литературе (Синцов, 1890; Соколов, 1901, 1903). Таким образом, зону *Epirvirgatites nikitini* следует считать отсутствующей. Отсутствует здесь и верхний волжский ярус. Все указания на развитие в Оренбургском Приуралье его отложений (Соколов, 1915, 1918, 1921; Селивановский, 1934) оказались ошибочными.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

ОБЩИЙ ОБЗОР

В пределах Башкирской АССР и Оренбургской области меловые отложения распространены по ту и другую стороны Урала. В Оренбургском и Башкирском Зауралье нижний мел представлен, по-видимому, только континентальными образованиями барремского и альбского возраста. Общая мощность их достигает 100 м. В Башкирском Предуралье нижнемеловые отложения известны только на Сакмаро-Бельском междуречье, где они представлены континентальными песками и песчаниками до 40 м мощности, условно отнесенными к альбу (табл. 15).

В Оренбургском Приуралье (бассейн р. Илека) нижний мел, начиная с валанжина и до альба включительно, характеризуется морскими прибрежными отложениями, суммарная мощность которых достигает 150 м. На Общем Сырте известны только черные глины, которые отлагались там в готеривское, барремское и аптское время.

Все это указывает на то, что Оренбургское Приуралье (бассейн р. Илека) в течение всей нижнемеловой эпохи представляло собой мелководный морской бассейн. К северу от р. Сакмары Предуральский прогиб, по-видимому, занят был пресноводными озерами, где накапливались континентальные отложения (железистые песчаники и др.). То же самое происходило и в Оренбургском и Башкирском Зауралье. Особенно интенсивно шло там накопление континентальных осадков в готерив-барремское и альбское время, когда таналыкская синклиналиная зона испытывала резкие погружения.

Нижний сантон в морской фации известен во всех районах описываемой территории, кроме Зауралья. В Приуралье он выходит за пределы предгорного прогиба, захватывая Уфимское плато и Рязано-Охлебининский вал. Присутствие в сантонских отложениях большого количества кварцево-глауконитовых песчаников и опок, изобилующих халцедоном, указывает на проникновение в Южное Приуралье вод барремского моря.

Кампан и маастрихт распространены в Зауралье и Приуралье, кроме самой северной части последнего. В Зауралье маастрихтское море покрывало собой не только Таналыкскую синклиналиную зону, но частично заходила на хр. Урал-Тау и в Заирендыкскую зону (Кизилловская синклиналь). В Предуралье кампанское и маастрихтское море, по-видимому, распространялось на запад несколько дальше, чем сантонское. Но севернее г. Уфы кампанские и маастрихтские отложения неизвестны. Характер фауны и обилие карбонатных пород в кампанских и маастрихтских образованиях Приуралья указывают на то, что к этому времени южное море потеряло связь с Ледовитым океаном через Предуральский прогиб.

Следы датского яруса в Зауралье и Приуралье в виде островков глини и железистых пород свидетельствуют о регрессии здесь верхнемелового моря.

Современное распространение меловых отложений в Оренбургском и Башкирском Зауралье и Приуралье указывает на то, что трансгрессии морей того времени происходили в основном по унаследованным от палеозоя и раннего мезозоя тектоническим депрессиям: Таналыкской и Кизильской на востоке, Предуральской на западе.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРЕНБУРГСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

В восточной части Оренбургской области меловые отложения на большом пространстве слагают поверхность плоских водораздельных плато между бассейном р. Сакмары на западе и бассейнами рек Таналыка и Губерли на востоке, переходя на левый берег р. Губерли в ее нижнем течении. Глубоко врезанными долинами притоков этих рек покров меловых осадков расчленен на отдельные пятна и полосы, но некогда несомненно был сплошным. Вне указанного района меловые осадки на востоке Оренбургской области неизвестны, если не считать некоторых следов их бывшего распространения в районе Ново-Айдырлинского никелевого месторождения в Кваркенском районе.

Меловые отложения Оренбургского Зауралья открыты и правильно отнесены к мезозою (вторичной эре) еще в начале прошлого века Э. И. Гофманом и Г. П. Гельмерсенем (1835). В середине столетия Н. Меглицкий и А. Антипов описали эти отложения более подробно и установили их верхнемеловой возраст. Некоторые новые данные о них мы находим у А. П. Карпинского (1883), фаунистические сборы которого были частично определены С. Н. Никитиным (1888). Позднее южная часть зоны развития меловых осадков была посещена и описана

Сопоставление разрезов меловых отложений Оренбургского и Башкирского Зауралья и Приуралья
(Составил Г. В. Вахрушев, 1961)

Система	Отдел	Ярус	Зона	Оренбургское и Башкирское Зауралье (по А. Л. Яншину)	Оренбургское Приуралье		Башкирское Приуралье	
					Бассейн р. Илека (по А. Л. Яншину)	Общий Сырт (по А. Л. Яншину)	Сакмаро-Бельский водораздел (по Г. В. Вахрушеву)	Прибельская зона (по Г. В. Вахрушеву)
В а я	н и й	D		Глауконитовые глины (?)	Не обнаружены		Опоки и бурые железняки (?)	Не обнаружены
		Mst	<i>Belimnitella americana</i>	Не обнаружены	Не обнаружены		Не обнаружены	Кварцево-глауконитовые пески
			<i>B. lanceolata</i>	Глауконитовые пески и глины	Белый мел с фосфоритами в основании	Белый мел и мергели	Белый мел, мергели и глины	
			<i>B. longei</i>	Мергели, пески и песчаники	Мергели и мергелистые глины	Мергели с фосфоритами	Кварцево-глауконитовые песчаники, пески и глины	
		Ср	—	Глина и глауконитовые пески	Мергели и мергелистые глины	Мергели с фосфоритами, пески и галечники	Мергели, глины, кварцево-глауконитовые пески	

М е л о

В е р х	St	<i>Pteria tenuicostata</i> <i>B. praecursor</i>	Отсутствует	Мергели, глины, фосфориты	Мергели и мергелистые глины	Опоки, глины, мергели и пески с фосфоритами	Кварцево-глауконитовые пески, песчаники и конгломераты
						Мергель с фосфоритами	
	t—Сп	—	Пески и глины, частью континентальные	Мергели		Мергели и пески с фосфоритами	Глины, пески и песчаники с конгломератами в основании (?)
Н и ж н и й	Сm	—	Не обнаружены	Глауконитовые пески с фосфоритами	Не обнаружены	Железистые песчаники	
	Alb	—	Континентальные пески и глины	Пески и глины, частью континентальные	Не обнаружены	Континентальные пески и железистые песчаники	
	Atr	—	Отсутствует	Черные глины		Не обнаружены	Не обнаружены
	Br		Глины, песчаники и конгломераты	Серо-зеленые глины и алевроиты	Черные глины		
	Ht						
Vln		Отсутствует	Песчаники и глины с фосфоритами	Не обнаружены			

Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1891, 1891а, 1893), который впервые обратил внимание на присутствие среди них фосфоритов. Н. Н. Боголюбов (1910, 1912, 1912а, 1914) описал кости меловых плезиозавров и мозозавров из сборов Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и П. С. Назарова. О меловых отложениях Оренбургского Зауралья писали Н. Н. Тихонович, Толмачев, и Мамонтов. Сводку дореволюционных исследований по верхнему мелу этого района с использованием неопубликованных материалов П. С. Назарова дал Архангельский (1912), установивший присутствие здесь кампанского* и маастрихтского ярусов.

В советский период изучения геологии Оренбургской области Г. Ю. Бокий (1931) и О. П. Смирнова (1932) указали на отсутствие морского кампана и залегание под маастрихтом каких-то континентальных, также меловых отложений. Более детально меловые породы всего района были изучены А. Л. Яншиным, П. Л. Безруковым и А. Г. Фокиным (1934, 1933), установившими развитие здесь верхней зоны верхнего маастрихта слоев с *Belemnitella arkhangelskii* Na id in (= *B. americana* Arkh. поп Могтон). Позднее в районе Блявинского медного месторождения меловые осадки изучались Е. В. Воиновой, Е. А. Разумовской, Н. К. Разумовским и А. В. Хабаковым, а в более восточных районах — Е. В. Воиновой, К. И. Дворцовой, Г. И. Кириченко, Б. В. Наливкиным, Е. Э. Разумовской, В. М. Сергиевским и А. В. Хабаковым. Сводную работу о меловых отложениях района дал Б. В. Наливкин (1941а). Из других работ большое значение имеют две заметки Г. И. Теодоровича (1939б, 1940), в которых он устанавливает морское происхождение песков, подстилающих маастрихт, и выделяет эквиваленты хоперского горизонта Русской платформы. Отдельные сведения о меловых осадках района имеются в работах Н. В. Башениной (1948), П. Л. Безрукова (1936), М. И. Калганова (1942), М. И. Калганова и С. Д. Левиной (1942), И. З. Корина (1939), В. М. Крейтера и Г. Б. Роговера (1935), В. В. Напольского (1933), Е. Э. Разумовской (1937а), Г. Б. Роговера (1939), Л. Н. Формозовой (1947) и А. Л. Яницкого (1942). Флору меловых осадков Оренбургского Зауралья обрабатывал А. Н. Криштофович (1936, 1939а). Изучением их фауны занималась О. П. Смирнова (1946).

Неоком (?). На невысоком водоразделе между реками Губерлей и Уралом, к югу от линии железной дороги Оренбург — Орск в ряде мест обнажаются породы своеобразной толщи, представления о возрасте которой неоднократно менялись. Эта толща лучше всего вскрыта впадающим в Урал оврагом Мак-Сай, поэтому ее нередко называют «максайской» свитой (Е. В. Воинова, Б. В. Наливкин Е. Э. Разумовская, Н. В. Башенина и И. В. Орлов).

Максайская свита с явными следами размыва в основании залегают на различных горизонтах континентальных юрских отложений. Нижнюю половину ее слагают мощные мелкогалечные светло-серые, розоватые, желтые и бурые конгломераты с известковистым, а местами железистым цементом. В этих конгломератах преобладает галька различных кремнистых пород, но наряду с нею довольно обычна галька змеевиков, диабазов и каменноугольных известняков, которая никогда не встречается в юрских конгломератах. Изредка в них попадаются также обломки железистых песчаников и окатанные куски бобового железняка, что свидетельствует о размыве юрских пород во время отложений максайской свиты. Конгломератам подчинены линзы косо-слоистого светлого разнозернистого песчаника с кальцитовым, а иногда

* Слои, содержащие *Belemnitella mucronata* Schloth., отнесенные А. Д. Архангельским к кампанскому ярусу, как было выяснено впоследствии, относятся к зоне *Belemnitella langei* Schatsky и принадлежат к нижнему маастрихту (см. ниже).

с доломитовым цементом. Этот песчаник имеет резко выраженный полимиктовый состав.

Общая мощность песчано-конгломератовой части максайской свиты к северо-востоку от Аккермановского рудника достигает 75—80 м, но в крайних южных своих выходах она уменьшается до 10—15 м.

Верхняя часть максайской свиты, иногда выделяемая в особую аккермановскую свиту (Наливкин, 1941), представлена красными песчанистыми, местами мергелистыми глинами с линзами серых и зеленоватых глин, белых мучнистых глинистых алевролитов, железистых песчаников и конгломератов. По мнению Б. В. Наливкина (1941), верхняя глинистая часть максайской свиты постепенно переходит в нижнюю конгломератовую и даже частично замещает ее по простираанию.

Суммарные мощности максайской свиты нигде не превышают 80—100 м.

Породы максайской свиты были впервые выделены А. Л. Яншиным, П. Л. Безруковым и А. Г. Фокиным (1934, 1933), которые отнесли их к неогену. Немного позднее П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1934) отнесли ее к фации зирен-агачской свиты средней юры*. К юре ее относили также Б. В. Наливкин (1941) и Г. И. Теодорович (1942), а Н. В. Башенина и И. В. Орлов (1945) принимали за верхнеэоценовые образования.

Исследования, проведенные А. Л. Яншиным в 1950 г. специально для выяснения возраста максайской свиты, показали, что она нигде не залегает на меловых отложениях. Наоборот, в наиболее возвышенных точках водораздела рек Губерли и Урала между поселками Аккермановским и Поповским последовательно перекрывается морскими слоями турона, мергелями нижней зоны верхнего маастрихта и континентальными слоями верхнего эоцена.

Таким образом, максайская свита оказалась древнее турона. В то же время она, несомненно, моложе юры, по крайней мере средней, так как в нижне- и среднеюрских песчано-галечных образованиях на Южном Урале никогда не встречается известковистый и тем более доломитовый цемент. Сравнение с разрезами более южных районов Казахстана позволяет предполагать неокомский возраст максайской свиты.

Красноцветные глинистые фации неокома (готерива и баррема) широко распространены по периферии Мугоджар, причем ближе к подножию массивов палеозоя они нередко частично замещаются мелкогалечными конгломератами с карбонатным цементом, которые весьма напоминают конгломераты максайской свиты. Кроме того, неоком является единственным горизонтом мезозойского разреза прилегающих областей Казахстана, в котором встречаются первичные выделения доломита в виде линз, конкреций и цемента песчаников. В таком же виде его выделения обнаружены в максайской свите.

Эти сопоставления позволяют условно относить максайскую свиту к неокому.

Альб (?). Следующим горизонтом меловых отложений Оренбургского Зауралья являются косослоистые кварцевые пески, разной крупности зерна с прослоями серых или обохренных желтых и красных глин, залегающие ниже морских слоев маастрихта в выемках железной дороги между станциями Сара и Халилово, в разрезах верховья р. Каялы, в ряде пунктов на водоразделе ее с р. Чебаклой и на останцах размытого плато к западу от верховьев р. Коноплянки. На между-

* В 1948 г. А. Л. Яншин писал о возможности верхнеплиоценового возраста свиты. (Прим. ред.).

речье Чебаклы — Каялы видно в обнажениях и подтверждено бурением при разведке фосфоритов, что эти пески выполняют в поверхности кристаллических сланцев зоны Урал-Тау древние эрозионные ложбины, ориентированные преимущественно с северо-востока на юго-запад. Направление косої слоистости явно указывает на снос материала с северо-востока. Мощность песков в осевых частях ложбин достигает 20 м.

В балке Яман-гасе к востоку от ст. Сара в линзе красных глин среди песков встречены плохо сохранившиеся отпечатки листьев каких-то покрытосеменных (Яншин, Безруков и Фокин, 1933). По литологическому характеру и условиям залегания описываемые пески наиболее близки альбским отложениям соседних районов Казахстана и поэтому нам представляется возможным до получения более точных данных условно приписывать им альбский возраст. Слои, содержащие отпечатки листьев покрытосеменных, вероятно, относятся к верхнему альбу, так как уже в среднем альбе остатки этих растений крайне редки (Вахрамеев, 1952). Однако в пределах Оренбургского Зауралья, вероятно, есть и осадки среднего альба, так как их бокситоносная фация известна на соседних территориях Южной Башкирии (у пос. Переволочанского) и Северного Казахстана (в урочище Кызыл-Сай).

Турон. На пространстве от бассейна р. Каин-Кабак до района Ново-Киевского железорудного месторождения и на водоразделе р. Губерли и р. Урала в основании меловых пород лежит толща, которая отличается большим непостоянством состава, но выдержанным распространением на значительной площади и плавно изменяющимися небольшими мощностями. По генезису она представляет собой мелководные осадки туронской ингрессии, проникшей с юга узким меридиональным заливом вдоль наиболее прогноутой части Таналыкской синклинали. В крайних северных выходах этой свиты наблюдается, по-видимому, уже переслаивание морских и континентальных осадков.

На водоразделе рек Губерли и Урала описываемая толща выходит западнее горы Войсковой и на левом берегу верховьев оврага Мак-Сай. Она представлена здесь желто-бурыми плитчатыми железистыми песчаниками и алевролитами с линзами мелкогалечного железистого конгломерата. Песчаники содержат отпечатки *Spondylus* sp., *Trigonia* sp. и других точно не определяемых пелеципод. Мощность их не выяснена.

На водоразделе рек Большой и Сухой Губерли в районе Промежуточного железорудного месторождения между маастрихтом и юрой залегает пачка розоватых и ярко-красных песков, алевроитов и глин мощностью 4—5 м (Калганов, 1942а).

Севернее, в районе Ново-Киевского месторождения, ей соответствуют мелкогалечные полимиктовые конгломераты, в цементе которых обнаружены зерна глауконита, окатанные зубы акул и остатки диатомей; зеленовато-серые алевроитовые глины и светлые желтовато-серые алевроиты с прослоями разнозернистого кварцевого песка с линзами полукатанного гравия, редкими желвачками фосфорита и зубами акул, среди которых В. В. Меннер определил: *Scapanor hynchus* cf. *rapiodon* Ag. *Scap.*, cf. *gigas* Wood., *Otodus* cf. *appendiculatus* Ag. и *Squatitua* (?) (Теодорович, 1940). Общая мощность этих пород 4—5 м.

Северная группа выходов туронских отложений расположена в долине р. Каин-Кабак на протяжении от пос. Красный Восток до пос. Ново-Уманского и в нижнем течении ее правого притока — р. Кульберды. Разрез здесь очень непостоянен. Обычно она начинается плохо окатанным кварцевым галечником, иногда сцементированным в железистый конгломерат. Выше следуют крупнозернистые и гравийные

косослоистые кварцевые пески светлых тонов с прослоями мелкого галечника и линзами охристых глин. Их сменяют мелкозернистые слюдястые пески и алевроиты. В верхней части разреза появляются прослои глин зеленого, серого, лилового и шоколадного цвета.

В обнажениях левого берега р. Каин-Кабак выше пос. Ново-Уманского в этой толще была обнаружена линза землистого бурого угля мощностью до 0,30 м, а под нею пласт рыхлого светло-серого песчаника с крупными рыхлыми же ярко-красными бобовинами гидротермита. Общая мощность пород на р. Каин-Кабаке достигает 16 м. По литологическому составу их можно было бы считать континентальными или по крайней мере дельтовыми, если бы не присутствие зерен глауконита (Теодорович, 1940), указывающее на морское происхождение некоторых песчаных прослоев.

В линзе песчаных слюдистых сланцеватых глин шоколадного цвета среди пород описываемой толщи на левом берегу р. Каин-Кабак против пос. Красный Восток А. Л. Яншиным и Б. В. Наливкиным были собраны многочисленные растительные отпечатки, среди которых А. Н. Криштофович (1936, 1939а) определил и частично описал: *Sphenopteris cladophleboides* Kr y s c h t., *Aneimia rhiphaeica* Kr y s c h t., *Cladophlebis* cf. *constricta* Font., *Gleichenia* sp., *Adiantites* sp., *Scleropteris* sp., *Coniopteris* sp., *Dammara borealis* Heer, *Sequoia heterophylla* Velen., *Widdringtonites subtilis* Heer, *Widd. Reichii* (Ett.) Heer, *Cupressinocladus uralensis* Kr y s c t., *Cyperacites* sp., *Magnolia* cf. *tenuifolia* Lesq., несколько типов *Phyllites* sp. и корневые отпечатки однодольных (*Rhizomatites monocotyledonearum*).

Возраст толщи определяется находками (к югу от р. Урала, уже в пределах Казахстана) в ее песчаниках отпечатков *Inoceramus lamarki* Par k. — руководящей формы турона (Безруков и Яншин, 1937). Характер флоры из прибрежной фации толщи на р. Каин-Кабак не противоречит такому заключению, так как ее представители тождественны формам из низов верхнего мела Чехии и Соединенных Штатов. А. Н. Криштофович (1936а) относил эту флору к «промежутку времени от сеномана до конца турона», Б. В. Наливкин (1941а) — к альбу или сеноману.

Нижний маастрихт. После кратковременной туронской ингрессии море покинуло Оренбургское Зауралье и снова проникло в его пределы уже широким заливом с юго-запада в нижнемаастрихтское время. На север нижнемаастрихтское море доходило только до линии, примерно соответствующей железной дороге Оренбург — Орск, и поэтому его осадки сохранились лишь в самых южных «пятнах» меловых отложений — на водоразделах рек Каялы, Чебаклы, Коноплянки и Курагана.

Продвижение нижнемаастрихтского моря носило характер медленной трансгрессии, сопровождающейся сильной абразией палеозойского ложа и накоплением крупного хорошо окатанного галечника палеозойских пород, позднее местами сцементированного в железистый конгломерат. Мощность этого галечника обычно 0,20—0,30 м, но во впадинах поверхности палеозоя достигает 1,5 м. Выше него лежат плотные слоистые зеленовато-серые глины с линзочками и прослойками желтоватого алевроита. Мощность глин колеблется от 1,5 до 6 м. Над ними лежат тонкие глинистые глауконитовые пески с редкими галечниками кварца и кремня. По контакту их с глинами нередко проходит прослойка мелкого фосфоритового и кварцевого гравия. Пески иногда цементируются в довольно плотные глауконитовые песчаники. Мощность песков вблизи поселков Каратальского и Крымского к югу от ст. Сара достигает 3,70 м, но к северу она постепенно выклинивается и до северной границы распространения глин не доходит.

В глауконитовых песках и песчаниках верхней части описанного разреза встречаются: *Belemnitella mucronata* Schloth., *Bel. langei* Schatzky *Ostrea vesicularis* Lam., *Ostrea* aff. *semiplana* Sow., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Terebratula dutempleana* d'Orb., плохо сохранившиеся губки из родов *Ventriculites* и *Coeloptychium*, чешуи костистых рыб, а также зубы акул и скатов, среди которых определены: *Corax falcatus* Ag., *Scapanorhynchus gigas* Wood., *Scapan. subulatus* Ag., *Ptychodus mammilaris* Ag. и *Chimera* ps. (Наливкин, 1941а; Яншин, Безруков и Фокин, 1933). В нижележащих глинах и галечниках ископаемые не были обнаружены, но в Казахстане соответствующие слои содержат *Belemnitella langei* Schatzky, что заставляет относить их образование также к первой половине маастрихтского века.

Верхний маастрихт. Верхнемаастрихтские отложения начинаются слоем фосфоритовых желваков в разнозернистом кварцево-глауконитовом песке мощностью от 0,2 до 0,5 м, а севернее, там, где верхний маастрихт лежит трансгрессивно на более древних породах — слоем кварцево-кремневого галечника, более или менее крупного и сгруженного, содержащего единичные окатанные желваки фосфорита, иногда сцементированного в железистый конгломерат, а в верховьях р. Землянки к северо-западу от ст. Сара — в фосфоритовый конгломерат.

Из фауны в фосфоритовом слое основания верхнего маастрихта встречены: *Belemnitella lanceolata* Sinzov., *Belemnitella mucronata* Schloth., *Actinocamax verus* Miller var. *fragilis* Arkh. (обычно считающийся характерным для сантона), *Ostrea praesinzovi* Arkh., ядра *Exogyra lateralis* Nils. и *Terebratula* sp., зубы *Scapanorhynchus* sp. (cf. *raphiodon* Ag.) и *Lamna* sp. (cf. *appendiculata* Ag.). Кроме того, местами, например в верховьях рек Коноплянки, Хмелевки и Каялы, в фосфоритовом слое основания маастрихта встречаются огромные скопления позвонков и других костей рептилий, среди которых Н. Н. Боголюбов (1910, 1912а, 1914) по сборам Ф. Ю. Левинсон-Лесинга и П. О. Назарова определил и частично описал: *Polycotylus ichtiospondylus* Seeley, *Polycotylus* cf. *balticus* Schröder, *Polycotylus (Trinacromerum) orientalis* Bogol., *Elasmozaurus orskensis* Bogol., *Elasmozaurus constrictus* Owen, *Cimoliazaurus nazarovi* Bogol., *Liodon(?) rhiphaeus* Bogol. и позвонок ближе неопределимого динозавра.

Осадки зоны *Belemnitella lanceolata* Sinzov, лежащие выше фосфоритового слоя или галечника, резко делятся на несколько фаций.

На юге, в области, свободно сообщавшейся с открытым морем и сравнительно удаленной от берега, они представлены мелоподобными мергелями с редкими прослоями мергелистых глин и кремневых желваков. К северу мергели этой фации становятся глауконитовыми и песчанистыми, в них появляются прослои песчаников и увеличивается количество кремней, сливающихся в сплошные плиты. Особенно многочисленными становятся песчаниковые и кремнистые прослои в бассейне р. Каин-Кабак, где на их долю приходится почти половина суммарной мощности пород зоны.

Полные мощности мергельной фации в связи с неровностями рельефа подошвы верхнемаастрихтских отложений колеблются в пределах от 10 до 25 м. Б. В. Наливкин (1941а) по обнажениям рч. Бака в бассейне р. Каин-Кабак приводит подробный послойный разрез лянцеолятовых слоев, в котором отмечает их мощность даже в 44,5—48 м. Если последние цифры точны, то в этом пункте мощность нижней зоны верхнего маастрихта является наибольшей и значительно увеличенной по сравнению с другими участками ее распространения.

Мергельная фация лянцеолятовых слоев очень богата разнообразной фауной. По нашим определениям (Яншин, Безруков, Фокин, 1933)

и определениям О. П. Смирновой (1946), в ней присутствуют из рыб: *Scapanorhynchus subulatus* Ag; из цефалопод: *Belemnitella lanceolata* Sinozov, *Discoscaphites constrictus* Sow., *Nautilus Companiensis* d'Orb., *N. cretasseus* d'Orb., *N. depressus* Biank., *Baculites vertebralis* Lam.; из ладьиногих: *Dentalium mosae* Goldf.; из пелеципод: *Ostrea vesicularis* Lam., *O. praesinozovi* Arkh., *O. semiplana* Sow., *O. semiplana* Sow. var. *flabelliformis* Nils., *O. lunata* Nils., *O. nikitini* Arkh., *O. incurva* Nils., *Exogyra lateralis* Nils., *Ex. decussata* Coqu., *Ex. haliotidea* Sow., *Alectryonia rauxi* Danv., *Al. bursauxi* Danv., *Nethea simbirskensis* d'Orb., *Chlamys pulchellus* Nils., *Chl. meridionalis* Eichw., *Chl. serratus* Nils., *Chl. companiensis* d'Orb., *Chl. aff. cretosus* Deifr., *Chl.* sp. nova, *Aequipecten* aff. *orbicularis* Sow., *Pseudamantium membranaceus* Nils., *Pteria coeruleus* Nils., *Lima hoperi* Mant., *Lima* sp. nova, *Limatula semilineata* Nils., *Lim. semisulcata* Goldf., *Septifer linneatus* Sow., *Modiola* sp. nova, *Spondylus dutempleanus* d'Orb., *Nucula tenera* Müll., *Arca heinitzi* d'Orb., *Panopaea rustica* Sow., *Cucullaea* sp., *Cyprina* sp., *Pinna* sp., *Inoceramus* sp. nov. (2 вида); из гастропод: *Turritella plana* Bink., *Turbo boimstorfensis* Griep., *Cypraea* cf. *bullaria* Schloth., *Globiconcha laneburgensis* Stromb., *Dimorphosoma substenoptera* Müll., *Pyrula parvula* Bink., *Voluta lorioli*, *Natica* cf. *axottata* Goldf., *Dicrolema* sp., *Avellana* sp., *Delfinulus* sp., *Trochus* sp.; из брахиопод: *Terebratula carnea* Sow., *T. obesa* Sow., *T. semiglobosa* d'Orb., *Rgynchonella plicatilis* Sow., *Terebratulina gracilis* Schloth., *T. striata* Mant., *T. caputserpentis* L., *Magas pumilus* Sow.; из мшанок: *Filicea regularis* d'Orb. и *Onychocella acmon* d'Orb.; из иглокожих: *Cidaris jerofejewii* Lah., var. nova, *Cidaris* cf. *subvesiculosa* d'Orb., *Dorocidaris* sp., *Eichinocorys ovatus* Leske, *Ech. conicus* Ag., *Scyphosoma* sp., *Cardiaster* sp., *Holaster* sp. и членики *Crinoidea* sp. indet.; из кораллов: *Parasmillia centralis* Mant.; из губок: *Ventriculites radiatus* Mant. V. *interruptus* Sow., из фораминифер: *Nodosaria raphanistrum* L. и *Nod. zipplei* Reuss.

Интересно отметить, что в низах мергельной фации лянцеолятовых слоев Оренбургского Зауралья вместе с *Belemnitella lanceolata* Sinozov еще присутствуют единичные экземпляры *Belemnitella mucronata* Schloth., а в верхах ее уже появляются отдельные *Bel. arkhangelskii* Naidin или во всяком случае чрезвычайно близкие к ней формы. Эти наблюдения подтверждены рядом исследователей и не внушают сомнений.

На западе, с приближением к берегу залива, лянцеолятовые мергели обогащаются песком и постепенно переходят в мергелистые, а потом и бескарбонатные кварцево-глауконитовые пески, участками сцементированные в рыхлые известковистые песчаники. Одновременно мощность мелкого галечника в основании верхнего маастрихта резко возрастает и редко достигает 2,5 м.

Другой тип прибрежных осадков нижней зоны верхнего маастрихта можно встретить на противоположной, восточной окраине мелового залива, вблизи поселков Георгиевского и Ново-Петропавловского. Здесь местами видно прислонение молодых слоев по крутым плоскостям к скалам палеозойских пород и в таких местах вся лянцеолятовая зона представлена плотной кремнистой опоковидной породой светло-серого цвета с редкими зернами глауконита, мелкими гальками кремнистых сланцев и многочисленными окатанными обломками белемнителл. Это, несомненно, осадки прибой, очень редко сохраняющиеся в ископаемом состоянии.

К северу от р. Каин-Кабак распространена еще одна весьма оригинальная фация лянцеолятовых отложений. Это главным образом

сливные кремнистые песчаники, залегающие неправильными глыбами в рыхлом опоковидном песчанике или в кварцевом песке. Примесь глауконита невелика, а в самых северных разрезах (в Башкирии) совсем отсутствует. Мергели сохраняются отдельными прослоями или линзами, а в ряде разрезов совершенно исчезают. Из фауны обильны устрицы, встречаются пектениды, много мелких гастропод, но редки белемнителлы и совершенно отсутствуют губки, брахиоподы, мшанки, ежи, криноидеи, кораллы, наутилиды и скафиты.

Точно измеренные полные мощности кремнистой фации лянцеолятовой зоны, распространенной на крайнем севере Ново-Покровского района Оренбургской области и в прилегающей части Хайбуллинского района Башкирии, колеблются от 2 до 14 м.

В конце века *Belemnitella lanceolata* начинается постепенное отступление и обмеление моря. Этому моменту на юге залива соответствует смена мелоподобных мергелей песчанистыми глауконитовыми мергелями и мергелистыми глинами.

Залегающие выше них осадки верхней зоны верхнего маастрихта представлены глинистыми глауконитовыми песками и глауконитовыми глинами темно-зеленого цвета, реже более светлыми зеленовато-серыми мергелистыми глауконитовыми глинами. Содержание глауконита в этих породах достигает 50%, фауной они очень бедны. Лишь изредка в них попадаются: *Belemnitella arkhangeliskii* Najdin (= *B. americana* Arkh. non Morton), *Ostrea vesicularis* Lam., *Echinocorys* sp. и неопределимые ядра пелеципод. Мощность верхней зоны верхнего маастрихта изменяется от 0,5 до 2,5 м. По отношению к нижней зоне верхнего маастрихта (лянцеолятовым слоям) она залегаєт регрессивно и отсутствует по северной и западной окраинам распространения последней.

Датский ярус (?). В одном пункте Халиловского района, в овраге Салыр, в 2 км выше пос. Ново-Киевского Г. И. Теодорович (1933б) под галечником основания палеогена наблюдал следующий интересный разрез:

- | | |
|---|----------------|
| 1. Глина глауконитовая, фосфатизированная светло-серого, а в верхней части желтого или ржаво-желтого цвета. Содержа-ние P_2O_5 равно 6,0—8,1% | от 0 до 0,10 м |
| 2. Глина глауконитовая зеленовато-серая с отдельными части-цами гравия | 0,10 „ |
| 3. Песок алевритовый глауконитово-кварцевый с рассеянным гравием | 0,30—0,35 „ |
| 4. Гравий полированный, пересыпанный глауконитово-кварце-вым песком | 0,10 „ |
- Ниже идут глины с *Belemnitella arkhangeliskii* Najdin.

Описанные породы отделены границами размыва как от подсти-ляющих верхнемаастрихтских слоев, так и от вышележащего морского палеогена. Это обстоятельство, а также присутствие среди них фосфа-тизированных светлых глин позволило Г. И. Теодоровичу сопоставлять их с так называемым хоперским горизонтом правобережного Поволжья, который сейчас рассматривается как своеобразная фация датского яруса. Такое сопоставление не лишено оснований, но не может счи-таться доказанным до изучения микрофауны пород из оврага Салыр.

Вне описанной площади на междуречье Сакмара — Таналыка — Губерля — Урал отложения достоверно мелового возраста в Оренбург-ском Зауралье неизвестны. Однако существуют данные о былом рас-пространении на северо-востоке Кваркенского района осадков верхне-мелового возраста. Здесь, в пределах Ново-Айдырлинского месторожде-ния О. П. Смирновой в галечнике основания верхнего олигоцена была

найдена окатанная *Belemnitella*, весьма близкая к *Bel. lanceolata* Sinzov (Херасков, Осадчук, Разумова и Смирнова, 1945), а Н. К. Стельмак в одном из образцов олигоценовых глин, кроме третичной пыльцы, наблюдал большое количество явно перемытой пыльцы хвойных верхнемелового облика (Спижарский и Стельмак, 1944). Видимо, континентальные и морские меловые осадки некогда были широко распространены в пределах Магнитогорской синклинальной зоны Оренбургского Зауралья, но последующая глубокая денудация этой территории их повсеместно или почти повсеместно уничтожила.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРЕНБУРГСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

В Оренбургском Предуралье выходы мела образуют меридионально-вытянутую полосу, длина которой около 140 км, ширина на юге до 90 км, на севере она не превышает 10 км.

Выходы верхнего мела на Сарыгуле были открыты в сороковых годах прошлого века Ф. Вангенгеймом фон Кваленом (Wangenheim von Qualen, 1949), а затем описывались Р. Мурчисоном, Э. Вернейлем и А. Кейзерлингом (1847—1849), А. Нешелем (Nöschel, 1852—1853), С. Н. Никитиным (1888), А. В. Нечаевым (1901), А. Н. Розановым (1914) и Б. В. Селивановским (1933). Нижнемеловые отложения на Сарыгуле установлены А. Л. Яншиным (1937). Распространение меловых отложений на междуречье Илек—Мал. Хобда отмечено Н. Н. Тихоновичем (1905, 1911), а в соседних районах правобережья р. Илека—Д. Н. Соколовым (1906, 1908а, 1915, 1918). Выходы белого писчего мела к северу от ст. Ак-Булак были описаны Э. И. Гофманом (1863), но он не нашел в них фауны и отнес их к пермской системе.

Данные о меловых отложениях этой территории имеются в работах П. И. Климова (1934), Б. В. Селивановского (1934), К. А. Шахварстовой и Е. И. Шашковой (1934) и А. Л. Яншина (1932), К. Я. Бабича, Д. И. Иловайского, Г. П. Леонова, Г. Б. Фоминой и др. Г. Я. Крымгольцем (1929) из валанжина р. Бол. Песчанки описаны *Pachytheutis russiensis* d'Orb. и *P. rouillieri* Pavl.

Неоком. Меловые отложения Оренбургского Предуралья начинаются нижней зоной валанжина, или *рязанским горизонтом*, осадки которого сохранились в нескольких пунктах Илек-Уральского междуречья в верховьях р. Сухой Песчанки, к западу от Соль-Илецка. Это—ярко-зеленые сильно глинистые глауконитовые пески, местами переходящие в голубовато-серую глауконитовую глину, содержащие мелкие черные фосфоритовые галечки и плитообразные сростки пещеристого, источенного фолладами фосфорита. Мощность их до 5,5 м. Из фауны в их нижней части встречены: *Rjasanites* sp., *Pachytheutis lateralis* Phill. и *Aucella fischeri* d'Orb. Западнее, на р. Бол. Песчанке те же породы имеют мощность всего 1,3 м, причем нижняя их часть фауны не содержит, а в верхних (0,6 м) встречены: *Pachytheutis lateralis* Phill., *P. russiensis* d'Orb., *P. rouillieri* Pavl., *P. subquadrata* Röm., *Aucella terebratuloides* Lah., *A. keyserlingi* Lah., *A. volgensis* Lah., *A. trigonoides* Lah., *A. crassicilis* Key s., *A. cf. piriformis* Lah., и *Amudium* cf. *crassitesta* Röm.

Выходы, по-видимому, того же горизонта имеются восточнее, на правобережье р. Бурти по логам Бурляш-сай и Кузбай-сай, пересекающим западное крыло Сазанской мульды. Здесь он представлен темно-серой мергелистой глиной с желваками пирита и фосфорита, содержащей *Pachytheutis russiensis* d'Orb., *Aucella volgensis* Lah., плохо изученные *Craspedites* и *Nikitinoceras* ex gr. *glaber* Nik. Судя по приведенной фауне, рязанский горизонт Оренбургского Предуралья включает

обе выделяемые в нем подзоны. Во всех пунктах своего распространения он лежит на размытой поверхности слоев нижнего волжского яруса и со следами размыва перекрывается породами среднего валанжина.

Эти последние в большой меловой синклинали к западу от Соль-Илецка и на р. Мал. Хобде представлены ржаво-желтыми железистыми глинистыми песчаниками и плотными песками с большим количеством оолитов лимонита и в нижней части с рассеянными желваками фосфорита. Из фауны они содержат: *Polyptychites keyserlingi* Neum., *P. beani* Pavl. et Lamr., *P. triptychiformis* Nik., *Temnoptychites syzranicus* Pavl., *T. cf. mokschenia* Vog. и *Nikitinoceras glaber* Nik. с некоторыми их вариантами, а также банки *Aucella keyserlingi* Lah., раковины *Exogyra* sp. и рostrы белемнитов, тождественных нижеваланжинским. Мощность среднего валанжина достигает в этом районе 12 м, но обычно она меньше. На правобережье р. Бурти выше рязанского горизонта, а к северу от ст. Чашкан непосредственно на юре лежат породы другого облика — серые и желтоватые известковистые песчаники, глинистые песчаники и песчаные глины мощностью до 7,5 м с фауной: *Polyptychites keyserlingi* Neum., *Pachytheutis lateralis* Phill., *P. subquadrata* Rœm., *Pinna cf. decussata* Goldf. и *Aucella piriformis* Lah. Указание Н. Н. Тихоновича (1950) на существование к югу от р. Илека мощной известковой фации среднего валанжина ошибочно. В северном направлении отложения этого горизонта распространены до Сарыгула, где породы нижнего волжского яруса перекрываются железистым глауконитовым песком с крупными песчанистыми желваками фосфорита в подошве и рostrами *Pachytheutis lateralis* Phill.

В большинстве разрезов Оренбургского Предуралья нижние зоны валанжина размыты, и на породах нижнего волжского яруса со слоем окатанных фосфоритовых желваков в основании лежит свита зеленоокатно-серых мергелистых глин и алевроитов с несколькими горизонтами крупных септариевых конкреций мергеля и анкерита, а в верхней части с конкрециями сидерита. Мощность ее в разрезе правого берега р. Сухой Песчанки равно 56 м. В более восточных разрезах она уменьшается до 20—30 м, а к югу от р. Илека, наоборот, увеличивается до 80—100 м, причем здесь в самой верхней ее части появляются прослой черных глин. Из фауны в ее нижней части встречены: *Polyptychites cf. polytychus* Keys. и *Dichotomites bidichotomus* Leum. (Сазонов, 1951), т. е. характерные ископаемые верхнего валанжина. Выше по разрезу, по данным Г. В. Фоминой, встречаются пеллециподы: *Cyprina* ex gr. *sedgwicki* Phill., и др. *Corbula* sp.; фораминиферы: *Glomospira gaultina* (Berthelin), *Spistomina reticulata* Reuss, *Marginulina grasilissima* Reuss и *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss; споры: *Hausmania* и *Mohria*; пыльца: *Brachyphyllum*, *Podocarpus*, *Pinus* и *Pisae*. В самых верхних слоях встречаются: *Glomospira gaultina* (Berthelin), *Cristellaria munsteri* Rœm., *Anomalina* aff. *suturalis* Mjatluk и *Haplophragmoides umbilicatus* Dain.

Поскольку на левобережье р. Илека эта толща кверху постепенно переходит в апт, надо полагать, что в наиболее полных разрезах она соответствует, кроме верхнего валанжина, также всему готериву и баррему. К северу от р. Илека, там, где апт лежит на ней с размывом, ее верхние горизонты обычно отсутствуют.

Апт. Аптские отложения повсюду в Оренбургском Предуралье представлены свитой черных глин с пропластками ожелезненного песка, конкрециями пирита и сидерита. К западу от Соль-Илецка, в 30 м выше основания свиты проходит выдержанный пласт песчанистого

бурого железняка, а выше в глинах залегают плоские «караваи» голубоватого мергелистого алеврита. В основании апта на правом берегу р. Илека наблюдается пласт буроватого глинистого песка с мелкой галькой кварца и кремня или с желваками фосфорита. Мощность апта западнее Соль-Илецка достигает 60 м, но убывает к востоку до 25—30 м (верховья р. Бурти). Из фауны в его нижней части встречены: *Deshayesites deshayesi* Le ym., *Aconeceras trautscholdi* S i n z., *Tropaeum bowerbanki* S o w и *T. graeile* S i n e., т. е. характерные ископаемые нижнего апта. Более высокие горизонты свиты содержат раковины *Arca* sp. и других пелеципод. По возрасту они соответствуют, по-видимому, верхнему апту.

Альб. В слоях альба выделяются три пачки. Нижняя из них сложена, как и апт, темными глинами, но отделена от апта слоем фосфоритов и содержит нижеальбские окаменелости: *Acanthoplites* ex gr. *nolani* S e i p e s, *Inoceramus* ex gr. *anglicus* W o o d и др. Мощность ее до 40 м, но обычно меньше.

Средняя пачка альба представлена переслаиванием темных, подобных аптским, или коричневых с розоватым оттенком глин с серыми, желтыми и зеленоватыми мелкозернистыми песками и алевритами, иногда содержащими значительное количество глауконита. Песчаные прослои часто заключают различные железистые конкреции и по контакту с глиной цементируются в тонкие прослои железистого песчаника. Мощность этой свиты к западу от Соль-Илецка равна 8—10 м, но увеличивается в верховьях р. Бурти до 30 м, вероятно, вследствие замещения в восточном направлении аналогичными породами верхней части свиты черных глин нижнего альба. На р. Сухой Песчанке в описываемых породах найден среднеальбский *Hoplites* ex gr. *dentatus* S o w.

На среднем альбе восточнее и южнее Соль-Илецка лежит свита косослоистых железистых песков, с пакетами гравия, линзами глинистых катунов и караваемы железистого песчаника, мощностью от 5 до 20 м. К западу от Соль-Илецка эти континентальные образования замещаются тонкими слюдястыми песками и алевритами с горизонтальными прослоями серых глин и железистых песчаников, в которых найдены отпечатки неопределимых иноцерамов. Возраст описанных пород, по-видимому, верхнеальбский.

Общая мощность всех трех пачек альбских отложений на юге Оренбургской области, по данным Г. В. Фоминой, колеблется в широких пределах — от 17 до 50 м.

Сеноман. Верхний отдел меловой системы начинается фосфоритоносной серией сеномана, которая типично развита только к западу от Соль-Илецка и в некоторых пунктах левобережья р. Илека. В основании ее залегает слой мелкого фосфоритового галечника, выше — глауконитовые пески и песчаники, иногда с прослоями черных глин, а в кровле — горизонт фосфоритовых желваков, нередко сцементированных в сплошную плиту. Мощность этих пород меняется от 0,90 до 4,8 м. Из фауны здесь найдены: *Schloenbachia varians* S o w., *Actinocamax primus* A r k h., *Exogyra conica* S o w. и *Pecten orbicularis* S o w.

Турон — коньяк. Выше сеномана на юго-западе описываемого района лежит свита зеленовато-белых мелоподобных мергелей турона — коньяка, мощность которых обычно равна 20—30 м, но местами достигает 48 м. Фауна: *Prionotropis woolgari* M a n t., *Actinocamax intermedius* A r k h. и *Inoceramus lamarcki* P a r k.

Восточнее и севернее Соль-Илецка породы турона — коньяка так же, как и сеномана, обычно размыты. Два небольших выхода этих пород известны лишь в верховьях р. Тюя-тас к северу от ст. Ак-Булак.

Сенон. Заканчивается меловая система Оренбургского Предуралья толщей преимущественно мергельно-меловых пород сенона, которая в бассейне р. Бурти, а также на Сарыгуле залегает непосредственно на верхнем или даже среднем альбе. Породы этой толщи представляют собой осадки единого цикла осадконакопления и не везде достаточно четко разделяются на отдельные горизонты.

Осадки сантона по литологическому составу хорошо выделяются только на Урало-Илекском междуречье к северу от пос. Ак-Булак. Здесь к сантону относятся глауконитовые пески и песчаники мощностью до 1,5 м с единичными галечками фосфорита, рострами *Belemnitella praecursor* Stolley и массой фосфоритизированных губок из рода *Ventriculites*. Западнее и южнее сантон представлен мелоподобными мергелями мощностью до 12 м, в основании которых залегает слой редких фосфоритовых желваков в грубом песчанистом мергеле. Из фауны здесь встречаются: *Actinocamax* cf. *laevigatus* Arkh., а также фораминиферы: *Anomalina* aff. *clementiana* (d'Orb.), *A. ammonoides* Reuss var. *umbilicatulula* Vasil. et Mjatluk, *Ataxophragium variabile* (d'Orb.) и *Arenobulimina obesa* (Reuss).

Зоны *Belemnitella mucronata* Schloth. и *Belemnitella langei* Schatsky сложены на юго-западе белыми мелоподобными мергелями, а в бассейне р. Бурти и на Сарыгуле — зеленовато-серыми мергелистыми глинами с прослоями более светлого опоквидного мергеля. Мощность отложений этих зон к северу от р. Илека не превышает 12—15 м, но резко возрастает к югу от него.

Зона *Belemnitella lanceolata*, Schloth. повсюду в Оренбургском Предуралье, где сохранились ее отложения, представлена белым писчим мелом, в основании которого прослеживается выдержанный горизонт фосфоритовых желваков. Кроме *Belemnitella lanceolata* Schloth., этот мел содержит: *Ostrea vesicularis* Lam., *Tezebratula carnea* Sow., *Echinocarys ovatus* Leske и другую фауну. Полная мощность лянцеллятового мела в грабене к северу от ст. Ак-Булак, где видно перекрытие его палеогеном, достигает 60 м, но обычно в разрезах сохраняются только нижние его горизонты.

Осадки зоны *Belemnitella arkhangelskii* Naidin (= *B. americana* Arkh. по Morton) и датского яруса в пределах Оренбургского Предуралья не обнаружены.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

В Башкирском Предуралье довольно полно представлены морские отложения верхнего мела, тогда как к нижнему мелу можно относить здесь условно только континентальные образования.

Верхнемеловые отложения пользуются довольно широким распространением, будучи представлены почти всеми ярусами, но отличаются островным расположением из-за сильного размыва, имевшего место в третичное время.

Первое указание на присутствие следов верхнемеловых отложений в Башкирском Предуралье находим в статье А. Д. Архангельского (1915), который в кусках кремнистого песчаника, найденных А. Н. Заварицким в районе с. Охлебино, обнаружил сантонскую фауну *Pteria tenuicostata* Røem и др.

Позднее в отчете Геологического комитета (1917), по данным А. Н. Замятина, упоминается выход «белого мела» на р. Сурагуле (бассейн р. Куюргазы) близ дер. Верхнее Муталово. Г. В. Вахрушев (1929) обнаружил фаунистически охарактеризованный сантон на правом берегу

р. Белой в районе сел. Байгузина, Тукмак, Кутлугузина, кампан и маастрихт — в бассейнах рек Юшатыря, Наказа и р. Тора. У дер. Верхнее Муталово была найдена кампанская и маастрихтская фауна. Верхнесенонский возраст верхнемуталовскому мелу приписывает и Л. И. Семихатова (1929).

Г. В. Вахрушев (1932, 1934б, 1936а, 1940) и А. П. Тяжева (1934) выявили ряд выходов сантонских отложений по право- и левобережью р. Белой в районе деревень Кинзекеево, Тимашевки, Павловки, Ефремино и др.

Нижний мел(?). П. Л. Безруков (1939) указывает на присутствие у пос. Ново-Никитинки на р. Юшатыре и близ дер. Якупово на р. Куюргазе желтых кварцевых песков с прослоями железистых песчаников. Эти отложения он сопоставляет с аналогичными образованиями Сарыгульского хребта в Оренбургском Предуралье, которые отнесены им к альбу.

По данным В. Л. Яхимович и О. С. Адриановой (1959), на Матвеевском и Масловском буроугольных месторождениях и на Торском участке под морским верхним мелом залегают серые и зеленовато-серые глины и алевролиты, обычно тонкослоистые, со стяжениями пирита и примесью углистого материала. Мощность их местами достигает 40 м. Эти отложения они считают континентальными и условно относят их к нижнему мелу. По мнению Н. Н. Сиговой, спорово-пыльцевые комплексы данных отложений занимают промежуточное положение между юрскими и меловыми комплексами.

Верхний мел. В южной части Башкирского Предуралья морские отложения верхнего мела сохранились во многих местах в тектонических и карстовых депрессиях.

Сеноман и турон. О распространении сеноманских отложений в южной части Башкирского Предуралья говорит находка О. А. Адриановой *Schloenbachia cf. varians* Sow. в глауконитовых песках, залегающих под белым мелом, на водоразделе рек Кривля и Наказа. В средней и северной частях Башкирского Предуралья палеонтологически охарактеризованные сеноман-туронские отложения неизвестны.

Близ дер. Верхнее Муталово на р. Шайтан-Елге под сантонским фосфоритовым слоем залегают: вверху — зеленовато-серый мергель с окатанными желваками фосфоритов, кварцевыми и кремневыми гальками и фауной: *Inoceramus lamarcki* Park., *Pecten* sp., пелелипод и др., а внизу — темно-зеленый глауконитовый песок с редкими гальками кремния и окатанными желваками фосфорита. Мощность этих отложений около 3 м. Присутствие в них *Inoceramus lamarcki* Park. говорит об их туронском возрасте.

Отложения, которые можно было бы отнести к коньякскому ярусу, в Башкирском Предуралье не известны. По-видимому, большая часть их была размыва во время сантонской трансгрессии.

Сантон. В северной части Башкирского Предуралья выходы сантонских отложений неизвестны, но немного дальше, близ г. Красноуфимска, П. Л. Безруков (1938) открыл островок глауконитовых песков, содержащих сростки опоково-глауконитового песчаника и в основании слоя — галечника. Мощность этих отложений до 4 м. Песчаники переполнены раковинами руководящей для верхнего сантона формы *Pteria tenuicostata* R ö em.

Широко развиты сантонские отложения в средней части Башкирского Предуралья. Здесь известно несколько десятков выходов этих образований, расположенных по право- и левобережью р. Белой.

На правобережье этой реки они зарегистрированы в районе сел. Ромадановки (Осиновки), Кинзекеево, Кинзебулатово, Байгузино,

Тимашевки, Солёный и Рыбное Озеро, Венеры, Орловки, Тукмака, Кутлугузина, Красный Пахарь, Павловки, Бурлы, Кулканова (р. Тюрюшла), Зилима и Охлебино.

На левобережье р. Белой сантонские образования известны близ сел: Загребалово, Зирган, Талалаевки, Итикеева, Ново-Федоровки, Ново-Атзитарова, Бишкаин, Бологорского, Тряпино, Старо-Бабичево, Матросовки, Ефремкино и Куллярово.

На правобережье р. Белой сантонские отложения более полно были вскрыты при помощи расчисток (Вахрушев, 1932) в районе дер. Кутлугузина. Здесь залегают следующие породы (сверху вниз):

1. Четвертичный элювио-делювий	0,5—1,5 м
2. Зеленовато-серый рыхлый глауконитовый песчаник с включениями различной величины и формы сростков спонгиолитовых песчаников с <i>Pteria tenuicostata</i> Röm., <i>Actinocamax verus</i> Mill., <i>Belemnitella</i> sp., <i>Placoscyphia grandis</i> Sinz., <i>P. gracilis</i> Sinz., <i>Ventriculites radiatus</i> Mant; <i>V. pedester</i> Sinz., <i>Elasmosaurus</i> sp. (позвонок) и др.	3,0—4,0 м
3. Зеленый рыхлый глауконитовый песчаник	0,5—2,0 „
4. Рыхлый конгломерат, сцементированный зеленым глауконитовым песчаником	1,0—3,0 „
5. Серовато-зеленый с белесоватыми пятнами рыхлый глауконитовый песчаник с <i>Belemnitella</i> cf. <i>praecursor</i> Stol., <i>Actinocamax verus</i> Mill., <i>Pecten</i> (<i>Chelmys</i>) <i>cretosus</i> Dech., <i>P. concentriosquamosus</i> Chim., <i>Inoceramus</i> sp., <i>Meandroptichium</i> sp.	3,0—4,0 „
6. Рыхлый конгломерат с прослоями и линзами зеленовато-серого глауконитового песчаника — около	5,0 „

Шестой слой лежит на размытой поверхности серых и желтовато-серых глин, песков и песчаников, которые мы условно отнесли к сеноман-турону. Состав фауны, в том числе и руководящей формы *Pteria tenuicostata* Röm., во втором слое позволяет считать его верхнесантонским. К верхнему же сантону следует отнести третий и четвертый слои, которые тесно связаны со вторым слоем. Стратиграфическое положение пятого слоя и состав фауны, заключенной в нем, дают основание приписать им нижнесантонский возраст.

В Кутлугузинском разрезе суммарная мощность сантона около 18—20 м. В общем, такой же характер сантонские отложения имеют и в других пунктах Прибельской зоны. Изменяются главным образом мощности конгломератов, местами отсутствуют нижнесантонские слои, а базальный конгломерат верхнего сантона часто ложится непосредственно на кунгурские или уфимские отложения (Тимашевка, Солёный, Кияук) или на древнюю кору выветривания по этим породам.

Первый пункт характеризует восточные, а второй и третий—западные разрезы сантона данной части Башкирского Предуралья.

В первом пункте под кампанским зеленовато-серыми мергелем наблюдается следующий разрез (сверху вниз):

1. Голубовато-серые песчанистые опоки с *Pteria tenuicostata* Röm., *Actinocamax toucasi* Lamt и др. (отдельные куски).

2. Серовато-зеленый кварцево-глауконитовый песок, переполненный гальками кремня, желваками фосфорита и фосфоритизированными губками (*Ventriculites pedester* Eichw., *Coeloptychium* sp., *Meandroptichium* sp.). Кроме того, здесь встречаются: *Inoceramus* cf. *cardisoides* Schloth. и зубы акул. Мощность 0,5—1,0 м.

Песчанистые опоки с *Pteria tenuicostata* Röm., несомненно, относятся к верхнему сантону, а кварцево-глауконитовые песчаники, содержащие *Inoceramus* cf. *cardisoides* Schloth. и губки, по-видимому, принадлежат нижнему сантону.

Во втором пункте залегают следующие слои (сверху вниз):

1. Желтовато-белые опоки, переслаивающиеся с опоковидной глиной и содержащие <i>Pteria tenuicostata</i> Rœm.	9,6 м
2. Темно-серая опоковидная глина с <i>Pteria tenuicostata</i> Rœm.	9,2 „
3. Серый рыхлый песчанистый мергель с мелкими желваками глинистого фосфорита	0,7 „
4. Мергельный кварцево-глауконитовый песок, содержащий гальки кварца, кремня и фосфорита, фосфоритизированные губки (<i>Ventriculites</i> и <i>Coeloptichium</i>) и <i>Pteria tenuicostata</i> Rœm.	0,85 „
5. Зеленовато-серый песчанистый мергель с желваками фосфорита, фосфоритизированными губками и <i>Belemnitella praecursor</i> Stoll.	1,1 „

А. Л. Яншин (1936) первые четыре слоя относит к верхнему, а пятый — к нижнему сантону: Общая мощность сантона здесь, по-видимому, превышает 20 м.

Из сантонских отложений Башкирского Предуралья разными исследователями была определена следующая фауна.

Для нижнего сантона: *Belemnitella praecursor* Stoll., *Inoceramus cardisoides* Schloth., *Pecten* (*Chelmys*) *cretosus* Dech., *concentriosquamosus* Chim. *Actinocamax verus* Mill., *Coeloptichium lobatus* Gf., *Meandroptichium* sp., *Ventriculites pedester* Eichw. и зубы акул.

Для верхнего сантона: *Pteria tenuicostata* Rœm., *Inoceramus* cf. *labiatus* Schloth., *Actinocamax verus* Mill., *A. toucasi* Lamt., *A.* cf. *propinquus* Mill., *Belemnitella* sp., *Plocoscyphia grandis* Sinz., *P. gracilis* Sinz., *Pleurostoma multilobatum* Sinz., *P. stellatum* Sinz., *Ventriculites rodriatus* Mant., *V. pedester* Sinz., *Coeloptichium lobatum* Gf., *Meandroptichium* sp., *Elasmosaurus* (позвонок) и зубы акул.

Кампан и маастрихт. Описание кампанских и маастрихтских отложений приводим совместно, так как во многих случаях границу между ними по литологическим признакам провести трудно.

В средней части Башкирского Предуралья данные отложения в большинстве случаев сохранились в тех же пунктах, что и сантонские образования, и, по-видимому, только местами они распространяются несколько дальше на восток, чем сантонские (дер. Ромадановка, Тукмакская песочная гора, с. Зилим).

Для характеристики кампанских и маастрихтских отложений Прибельской зоны приведем разрез их, вскрытый горными выработками на Тукмакской песочной горе (Вахрушев, 1932). Здесь под белыми глинами и песками олигоцен-миоцена залегают (сверху вниз):

1. Зеленовато-серые и зеленовато-желтые кварцево-глауконитовые мелкозернистые пески, местами уплотненные до рыхлого песчаника	10—15 м
2. Темно-серая и зеленовато-серая песчанистая, местами слабо известковистая глина	5,0—10,0 „
3. Желтовато-серый песчанистый мергель с <i>Belemnitella lanceolata</i> Schloth.	около 10,0 „
4. Зеленовато-серый спонгиолитовый песчаник с мелкой кремневой галечкой, с отпечатками <i>Pecten</i> (<i>Aegipecten</i>) <i>campaniensis</i> d'Orb., <i>Cyprea</i> sp., <i>Nucula</i> sp., <i>Belemnitella</i> sp., <i>Siphonia</i> sp.	0,5—1,0 „
5. Зеленовато-серый спонгиолитовый песчаник с <i>Pteria tenuicostata</i> Rœm.	

Первый слой есть основание считать самой верхней (американовой) зоной маастрихта, так как в аналогичных породах района дер. Ромадановки (бассейн р. Тора) и дер. Кинзекеевой (на р. Белой) были найдены *Belemnitella americana* Morton.

Возможно, что к американовой зоне верхнего маастрихта следует отнести зеленые кварцево-глауконитовые пески и глины в районе с. Зилим и дер. Байгузино.

Третий слой, несомненно, относится к лянцеолятовой зоне маастрихта. Сюда же, вероятно, надо присоединить и второй слой, поскольку он по своему литологическому составу ближе стоит к лянцеолятовому мергелю, чем к пескам и песчаникам первого и четвертого слоев.

Кампан и маастрихт могут характеризоваться также разрезом в районе с. Ефремкино (Вахрушев, 1935). Здесь под белыми глинами олигоцен-миоцена залегают:

- | | |
|--|------------|
| 1. Белый мел с мелкими конкрециями фосфорита (в основании) и <i>Belemnitella lanceolata</i> Schloth. | 7,0—8,0 м |
| 2. Светло-серый рыхлый мергель с <i>Belemnitella lanceolata</i> Schloth. | 3,6 „ |
| 3. Желтовато-серая мергельная глина с прослоями мергельно-глинистого песка, с <i>Belemnitella mucronata</i> Schloth. | 2,5 „ |
| 4. Зеленовато-серая известковистая глина и мелкозернистый песок | 9,0—11,0 „ |
| 5. Серовато-зеленые глауконитовые пески с конкрециями спонголитовых песчаников, содержащих <i>Pteria tenuicostata</i> Rœm. | |

Первый и второй слои определенно относятся к лянцеолятовой зоне верхнего маастрихта, а третий и четвертый — к кампану.

В южной части Башкирского Предуралья выходы кампана и маастрихта известны в шести пунктах: близ сел Якупова, Никитинки, Ямансарова, Суракай, Подгорного и Верхнее Муталово.

Для восточной зоны этой части Приуралья наиболее характерным разрезом кампана и маастрихта может служить Суракайский выход их (Вахрушев, 1929, 1940). Здесь под нижнемиоценовыми белыми глинами залегают (сверху вниз):

- | | |
|--|-------|
| 1. Белый с зелеными крапинками мел, содержащий <i>Belemnitella lanceolata</i> Schloth., <i>Ostrea semiplana</i> Sow. var. <i>flabelliformis</i> Nils., <i>O. vesicularis</i> Sam., <i>Ananchites ovata</i> Lam. и др. | 2—3 м |
| 2. Зеленовато-серый мергельный мел, переполненный конкрециями фосфорита и фосфоритизированных губок (<i>Actinosiphonia radiata</i> Fisch., <i>Coscinopora quincunicalis</i> T. Smith., <i>Craticularia</i> cf. <i>cylindrica</i> Michelin., <i>Ventriculites radiatus</i> Mant. и др.), найдена также <i>Belemnitella langei</i> Schat. | 0,2 „ |
| 3. Зеленовато-серый рыхлый мергель, с зелеными зернами глауконита и мелкими гладко отшлифованными конкрециями фосфорита <i>Belemnitella mucronata</i> Schloth., <i>Elasmosaurus</i> (позвонок) и др., мощность 1 м. | |
| 4. Синевато-зеленый глауконитово-кварцевый, глинистый песок, с прослоями мелкого галечника, мощность | 6—7 „ |
| 5. Крупный галечник, перемешанный с разномзернистым глауконитово-кварцевым песком, мощность | 0,3 „ |
| 6. Опоки с <i>Pteria tenuicostata</i> Rœm. (отдельные куски). | |

Первый слой относится к лянцеолятовой зоне верхнего маастрихта, а второй — к низам этого яруса. Третий слой и, по-видимому, четвертый и пятый принадлежат кампану.

Для западной зоны южной части Башкирского Предуралья наиболее характерным разрезом кампана и маастрихта является разрез у с. Верхнее Муталово, где под почвенным слоем обнажаются (Вахрушев, 1929, 1940; Яншин, 1934) (сверху вниз):

- | | |
|---|---------|
| 1. Белый мел, переходящий книзу в белый мелоподобный мергель с <i>Belemnitella lanceolata</i> Schloth., <i>Terebratula carnea</i> Sow., <i>T. gracilis</i> Schloth., <i>Ostrea vesicularis</i> Lam., <i>O. semiplana</i> Sow. var. <i>Habelliformis</i> Nils., <i>O. larva</i> Lam., <i>Magas pumilus</i> Sow., <i>Pecten</i> sp., <i>Lima</i> sp., <i>Inoceramus</i> sp., <i>Ananchites ovata</i> Lam. и др. | 5,9 „ |
| 2. Серовато-зеленые мергели, переходящие местами в такого же цвета плотные мергелистые глины с <i>Belemnitella mucronata</i> Schloth. | 15—20 „ |

Датский ярус. Вполне достоверные отложения датского яруса в Башкирском Предуралье пока неизвестны, но следы их в виде сильно ожелезненных опок, песков и песчаников, залегающих на маастрихте под нижнетретичными отложениями, местами присутствуют (Яншин, 1934; Безруков, 1939).

Таким образом, в Оренбургском и Башкирском Предуралье меловые отложения распространены довольно широко. Среди них преобладают морские осадки, но во многих местах сохранились и синхронные им континентальные образования. Морской нижний мел развит только в Оренбургском Предуралье, где он представлен всеми ярусами — от валанжина до альба включительно. В южной части Башкирского Предуралья к нижнему мелу могут быть условно отнесены только некоторые континентальные отложения. На Общем Сырте морской нижний мел представлен черными глинами готерив-апта.

Сеноман и турон присутствуют как в Оренбургском Предуралье, так и в южной части Башкирского Предуралья. В обеих частях Предуралья они выражены более или менее в одинаковых фациях.

Нижний сантон в морской фации присутствует во всех описываемых районах, кроме северной части Башкирского Предуралья. Мергели и мергельные глины, развитые на юге и юго-западе этих районов, в восточном и северном направлениях, как правило, сменяются песками и песчаниками с конгломератами в основании. Верхний сантон распространен еще шире. Он известен во всех описываемых районах и обнаруживает примерно такие же фациальные изменения в направлении с юга и юго-запада на север и северо-восток.

Кампац и маастрихт до лянцолятовой зоны включительно повсеместно представлены в основном белым мелом и мелоподобными мергелями, за исключением самых восточных выходов, где преобладают мергельные глины и кварцево-глауконитовые пески, часто с прослоями конгломератов.

Из сказанного видно, что морские меловые отложения Башкирского и Оренбургского Предуралья в фациальном соотношении довольно разнообразны, но во многом сходны с синхронными образованиями более западных районов Русской платформы. Они представляют собой преимущественно осадки неглубоких эпиконтинентальных морей и во многих случаях самых прибрежных их зон.

Суммарная мощность верхнемеловых отложений в Башкирском Приуралье колеблется в следующих пределах: в северной части от 0 до 4—5 м, в средней — от 12 до 65 м и в южной — от 38 до 60 м. В Оренбургском Предуралье верхнемеловые отложения имеют мощность от 115 до 145 м, а общая мощность всех меловых образований варьирует там от 150 до 360 м.

Из полезных ископаемых среди меловых отложений Башкирского и Оренбургского Приуралья следует отметить фосфориты, белый мел, мергели и глауконит.

КАЙНОЗОЙ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРЕДУРАЛЬЯ

Эти отложения наиболее полно сохранились в Предуральской депрессии, простирающейся к югу от Кара-Тау вдоль подножий передовых хребтов. В районе Уфимского плато, на западном склоне и в долинах рек платформенной части Башкирской АССР и Оренбургской обла-

сти встречаются небольшие участки залегания пород, относящихся к тем или иным стратиграфическим горизонтам третичных отложений. Описываемые отложения пользуются значительным распространением в южной части Магнитогорского синклинория. Выходы их наблюдаются в восточных районах Оренбургской области, на Урало-Тобольском водоразделе.

Сохранившиеся на Южном Урале и в Предуралье остатки покрова третичных отложений, несмотря на фрагментарность их, позволили установить наличие здесь почти всех отделов палеогеновой и неогеновой систем, восстановить общие контуры главнейших областей аккумуляции для различных этапов третичного времени и общую схему физико-географических условий. Однако ввиду неравномерной изученности третичных отложений палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения их не является достаточным. Поэтому схемы стратиграфии третичных отложений, созданные для описываемой территории, построены с помощью вспомогательных (местных) стратиграфических подразделений и до сих пор нет единого мнения об их корреляции. Наиболее существенные расхождения имеются в вопросе сопоставления предуральской и тургайской серий. Отсутствует единое мнение и в понимании возраста даже морских фаунистически охарактеризованных палеогеновых отложений. Расходятся представления об объемах миоцена и плиоцена для восточного и западного склона Южного Урала.

Ввиду отсутствия единой стратиграфической схемы третичных отложений Южного Урала и Предуралья характеристика их приводится по отдельным регионам.

Наиболее низкие горизонты третичных отложений (морской палеоген) широко развиты и фаунистически охарактеризованы на восточном склоне Южного Урала. Поэтому вначале будет дана характеристика восточной полосы развития третичных образований — Оренбургское Зауралье и Башкирское Зауралье, а затем — западной полосы — Предуралья.

В связи с неразрешенностью вопроса о границе неогеновой и четвертичной систем в СССР и появлением всех новых и новых материалов в пользу снижения границы антропогена в помещенных ниже статьях по третичным отложениям описание верхнего плиоцена не приводится. Оно входит в особую главу — «Верхний плиоцен и четвертичная (антропогеновая) система».

Из полезных ископаемых с третичными отложениями связаны месторождения бурого угля в Предуралье, а также огнеупорных глин, трепелов, отбеливающих земель (опок), кварцевых песков, диасовых кварцитов, гипса, золота и осадочных сульфидов никеля.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРЕНБУРГСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

В Оренбургском Зауралье третичные отложения имеют значительное распространение, причем различные их горизонты занимают разные, нередко совершенно обособленные площади. К северу от станций Сара и Халилово Куйбышевской железной дороги обширные водораздельные пространства с отметками 450—500 м сложены морскими и континентальными отложениями эоцена. Более молодые третичные образования здесь почти неизвестны. На меридиане Орска широко развиты отложения олигоцена и неогена. Они залегают на гипсометрических отметках порядка 220—250 м, частично прислоняясь к палеозойским и мезозойским породам более возвышенных участков района. Наконец, на крайнем востоке Оренбургского Зауралья в плоских депрессиях

пепеленизированной поверхности палеозойских и докембрийских образований встречаются мелкими пятнами континентальные осадки верхнего эоцена, верхнего олигоцена и, по-видимому, миоцена, причем абсолютные отметки выходов всех третичных пород района составляют 300—350 м.

Указанные три района с различной высотой залегания и различным типом строения третичных отложений лежат в разных тектонических зонах Урала: первый — в зоне Урал-Тау, охватывая прилегающую часть Баймакской синклиналиной зоны, второй — в зоне Магнитогорского синклинория и третий — в зоне Урало-Тобольского антиклинория. Очевидно, что дифференцированные движения этих зон в третичное время были причиной перемещения областей накопления осадков и обусловили различия в их разрезах. В дальнейшем изложении для краткости мы будем называть эти районы развития третичных осадков по названию наиболее известных населенных пунктов: первый — Халиловским, второй — Орским и третий — Домбаровским, хотя во всех этих случаях речь будет идти о территориях более крупных, чем соответствующие административные районы.

Третичные отложения Орского района известны давно. Первые их описания без указания возраста можно найти в работе Н. П. Барбота де Марни в 1857 г. В 1887 г. В. П. Еремеев описал самородное золото из конгломератов р. Суундука, позднее оказавшихся третичными. Первое указание на присутствие палеогена в долине р. Бурлы сделал А. А. Штукенберг в 1898 г. Он же в 1906 г. отметил развитие третичных осадков между реками Орью и Кумаком. Позднее распространение третичных осадков вдоль долины р. Урала и в бассейне р. Ори отмечали Н. Н. Тихонович (1907, 1908, 1909, 1912), Толмачев, Мамонтов (1913), Б. Н. Наследов (1917 и А. Н. Чураков (1918), а в верховьях р. Суундука — Н. К. Высоцкий и В. А. Вознесенский (1915), Н. К. Высоцкий, А. Н. Заварицкий и В. А. Вознесенский (1916).

В советский период изучения геологии района краткие описания третичных отложений, иногда неправильно определявшихся как юрские, даны в работах Л. С. Либровича (1927, 1936), А. А. Петренко (1932), Г. А. Соколова (1935), Е. Э. Разумовской (1936), А. В. Хабалова (1935), Ф. И. Рукавишников (1938) и Г. И. Кириченко (1940). Остатки третичных млекопитающих, найденные в долине р. Суундука, описаны Е. И. Беляевой (1948). Весьма детально исследовались третичные отложения Ново-Айдырлинского месторождения. Сведения о них имеются в статьях Д. Г. Ульянова (1938), И. И. Гинзбурга (1943), Д. В. Наливкина (1943) и В. Н. Разумовой (1945), Т. Н. Спичарского и Н. К. Стельмак (1944), Н. П. Хераскова, М. И. Осадчука, В. Н. Разумовой и О. Н. Смирновой (1945) и др. Третичным огнеупорным глинам Кумакского месторождения посвящены работы П. Ф. Андрианова (1936), А. Д. Федосеева и Л. В. Швецовой (1936) и неопубликованные отчеты И. М. Огинского, В. П. Петрова, П. С. Мамыкина И. Л. Рудницкого и др. Сведения о третичных отложениях левобережья р. Ори имеются в работах П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина (1937), А. Н. Гейслера (1935), А. Е. Малахова и К. М. Наделеева (1940) и А. А. Петренко (1933, 1936, 1939, 1953). Наиболее новые работы по третичным осадкам Орского района принадлежат К. В. Никифоровой (1940, 1948).

Третичные породы Халиловского района были впервые описаны еще в 1857—1858 гг. Н. Г. Меглицким и А. И. Антиповым, но отнесены ими к мелу. Первое, но ошибочное указание на присутствие неогеновых отложений в этом районе принадлежит Н. Н. Тихоновичу (1908). Существование действительно третичных отложений здесь установлено в 1932 г. работами А. Л. Яншина, П. Л. Безрукова и А. Г. Фокина

(1933, 1934). Позднее они изучались Г. И. Кириченко (1935), Б. В. Наливкиным (1935, 1941), В. М. Сергеевским и К. И. Дворцовой (1935) и А. В. Хабаковым (1935а). Сводный очерк стратиграфии третичных отложений этого района опубликован Б. В. Наливкиным (1961в). В связи с изучением халиловских железных руд краткие сведения о характере третичных отложений в пределах отдельных месторождений имеются в работах Г. Б. Бокія (1931), М. И. Калганова и С. Д. Левиной (1942), В. Е. Ягановой (1942) и А. Л. Яницкого (1942а). Третичные осадки района Блявинского медного месторождения кратко описаны в работах В. М. Крейтера и Г. В. Роговера (1935) и Г. Б. Роговера (1939), а более подробно в отчете Е. В. Воиновой, Е. Э. Разумовской, Н. К. Разумовского и А. В. Хабакова (1933). Пресноводный плиоцен Аккермановского месторождения открыт и описан Г. И. Теодоровичем (1939). Отдельные сведения о третичных осадках районах имеются в работах О. П. Смирновой (1932), П. Л. Безрукова (1939) и Л. Н. Формозовой (1947). Эоценовая флора из его пределов определялась А. Н. Криштофовичем (1935, 1938, 1940) и М. Д. Узнадзе-Дгебуадзе (1948). Сведения о диносовых песчаниках имеются в работе Д. С. Белянкина и Б. В. Иванова (1938), об отбеливающих землях палеогена — в работе С. В. Перфильева (1933), о разведках трепелов — в заметках К. В. Полякова (1927, 1931, 1931). Довольно детальные исследования третичных отложений Халиловского района произведены в 1941 г. Н. В. Башениной и И. В. Орловым.

Третичные отложения Домбаровского района специально никем не изучались, но картировались и кратко описывались многими работавшими здесь геологами. Сведения о них имеются в работах Д. Д. Пеннинского (1940а) и А. А. Петренко (1939, 1953). Развитые здесь диносовые песчаники описаны А. А. Петренко, В. Ф. Журавлевым и Б. М. Шамсоновой (1934).

Краткие сводки по третичным отложениям всего Оренбургского Зауралья давались А. Л. Яншиным (1939, 1948) и Г. И. Водорезовым и А. Л. Яншиным (1947).

Поскольку разрезы третичных отложений разных районов Оренбургского Зауралья очень различны и возраст многих свит с точностью не определен, их описание удобнее вести по выделенным выше районам, а не по стратиграфическим горизонтам.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ХАЛИЛОВСКОГО РАЙОНА

Морские слои эоцена. В пределах Халиловского района третичная система начинается морскими слоями палеогена, которые без углового несогласия, но по очень неровной поверхности ложатся на осадки верхнего мела, а местами на породы палеозоя и метаморфического комплекса Урал-Тау. Морской палеоген этого района может быть разделен на четыре местные свиты.

Первая свита представлена опоками, залегающими в основании разреза. В нижней части свиты лежит небольшой (0,2—0,4 м) слой плотной глауконитовой песчанистой опоки с кварцевыми гальками, фосфоритовыми конкрециями и стяжениями халцедона. В этом слое встречаются шестилучевые губки из подотряда *Dictionina*. Особенностью вышележащих опок является их брекчиевидная структура. Они залегают угловатыми кусками в мелкой трепельной трухе или зеленовато-белой опоквидной глине. По мере движения на север опоки становятся песчанистыми, глауконитовыми и близ границы с Башкирией переходят в плотные зеленовато-серые песчаники с опаловым цементом. В зоне перехода в прибрежную фацию нередко можно наблюдать переслаива-

ние опок и песчаников или замещение песчаниками части опоковой пачки (Наливкин, 1941б). Мощность опоковой свиты 4—17 м.

В центральной части площади развития палеогена, изобилующей древними эрозионными останцами кристаллических сланцев, опоки нередко залегают непосредственно на них, причем в этих случаях в их подошве часто наблюдаются скопления колониальных кораллов, нередко замещенных халцедоном. Мощность коралловых банок обычно 0,2—0,3 м, но нередко достигает 2—2,5 м (верховье р. Курагана). Породообразующими кораллами банок, по определению Е. С. Раммельмейер, являются: *Oculina conferta* Edw. et Haim. и *Cladocora manipulata* Michelin. Многочисленны и одиночные кораллы: *Flabellum ellipticum* Bronn. и *Trochocyatus* sp. Кроме того, из коралловых банок П. Л. Безруковым определены: *Amphidonta eversa* Mellev., *Liostrea* sp. nova (aff. *reussi* Netsch.), *Ostrea* ex gr. *arcuata* Netsch., *Cucullaea* sp., nova (aff. *reticularis* Arkh.), *C.* cf. *gibbosa* Netsch., *Arca* sp. nova, *Nucula bowerbanki* Sow., *N. inflata* Arkh., *N.* aff. *proava* Arkh., *Lucina* sp., *Cardium* ex gr. *ovatulum* Netsch., *Protocardium* aff. *edwardsii* Desh., *Pholadomya* cf. *cuneata* Sow., *Meretrix tokodensis* Oppenheim, *M.* sp., *Cyprina* sp., *Tellina* sp., *Corbula* sp., *Pecten* sp., (2 вида), *Dentalium rugiferum* Koen., *Scalaria crassilabris* Koen., *S.* cf. *volginica* Netsch., *Potamides* cf. *koeneni* Arkh., *Turritella* cf. *circumdata* Desh., *Actaeonina* sp., *Volutilites* sp., *Helix kamyschinensis* Netsch., *Scalpellum* sp. nova и *Nodosaria raphanistrum* Linne. В окружающих коралловые банки опоках встречается только часть перечисленных видов.

Вторая свита близ станций Сара и Блява представлена серыми пластинчатыми слоистыми глинами с линзочками глауконитового песка. В них встречаются раковины *Meretrix* sp. Мощность глин 6—8 м. На запад от пос. Ново-Покровского наблюдается переход глин в зеленовато-серые пески без глауконита (Перфильев, 1933). К северу от верховьев р. Бол. Губерли только в самом основании описываемого горизонта сохраняется слой глины мощностью 1,5—2 м. Верхняя часть замещается здесь свитой ярко-зеленых глауконитовых песков, чередующихся с прослоями плотного плитчатого косослоистого глауконитового песчаника. Наблюдаются линзы мелкой битой ракуши, среди которой встречены створки: *Meretrix* aff. *nitidula* Lam., *M. lunularia* Desh., *M.* sp. nova, *Dosiniopsis* cf. *dellovacensis* Desh., *D. orbicularis* Edw. и *Cyprina* sp. К югу от границ Оренбургской области в бассейне р. Ори этот горизонт включает в ряде мест остатки богатой широколиственной флоры камышинского типа (Яншин, 1948; Петренко, 1953 и др.).

Третья свита представлена светлыми опоками, которые залегают трансгрессивно по отношению к нижележащим слоям эоцена и часто переходят с них на кристаллические сланцы Урал-Тая. Эти верхние опоки бывают или рыхлыми трепеловидными, или плотными, каменистыми, но всегда залегают сплошными мощными слоями. На водоразделах близ ст. Сара мощность их составляет 5 м, а к северу от ст. Блява — от 6 до 8 м. К западу от пос. Ново-Покровского опоки переходят в тонкозернистые слюдястые зеленовато-серые пески и песчаники. Граница песков и опок весьма неровная: пески длинными узкими языками на разных уровнях заходят с запада в толщу опок (Перфильев, 1933).

Севернее мощность свиты увеличивается. В верховьях рек Ташлы и Каин-Кабак известна 14-метровая толща белых опок. Восточнее, по ручьям Сарбай и Яман-Гас, опоки переслаиваются с кремнистыми алевролитами белого цвета и опоквидными глинами. Мощность их 17—18 м. На водоразделах рек Каин-Кабак и Таналыка верхние опоки

нацело замещаются прибрежной фацией зеленовато-серых косослоистых алевроитов и мелкозернистых песков без глауконита с невыдержанными пачками кремнистых песчаников.

В верхних опоках местами встречается довольно богатая фауна, однако она не изучена. Из представителей этой фауны можно назвать: *Meretrix nitidula* Lam., *M. aff. tokodensis* Orp., *Potamides cf. koeneni* Arkh., *Cyprina* sp. и *Nadosaria* sp. В районе ст. Блява в верхних опоках встречены одиночные кораллы и раковины *Pectunculus* sp.

Четвертая свита сохранилась от размыва лишь небольшими пятнами на высших точках водоразделов. В северной части района, между ручьями Сарбай и Бака, она представлена чередованием глауконитовых песков и ожелезненных глауконитовых песчаников с кремнистыми стяжениями. В верховьях ручья Сарбай и на водоразделе его с р. Поим свита сложена розоватыми и желтоватыми тонкослоистыми песками с редкими зернами глауконита. Такие же пески с пропластками желтой глины наблюдаются над верхними опоками к западу от пос. Ново-Покровского. Наибольшая мощность горизонта 8 м. Из органических остатков в нем встречены к северу от ст. Блява одиночные кораллы *Trochocyathus calcitrata* Коен.

Фауна морского палеогена Халиловского района несомненно близка фауне сызранских и нижнесаратовских слоев Поволжья. На этом основании содержащие ее слои почти всеми исследователями относились к палеоцену (Безруков и Яншин, 1934; Яншин, Безруков и Фокин, 1934; Наливкин, 1941 б и др.). Лишь в 1948 г. А. Л. Яншин высказался за отнесение их к эоцену, но при этом он исходил из ошибочного предположения о возможности более молодого, чем обычно считается, возраста нижних горизонтов третичного разреза Поволжья.

Работы, проведенные за последнее десятилетие на территории Казахстана и в Поволжье, дают несколько иное решение этого вопроса. Выяснено, что на обширных пространствах Арало-Тургайской низменности и на периферии Мугоджар нижние горизонты морских третичных отложений, которые также содержат фауну моллюсков палеоценового типа, в действительности относятся по возрасту к среднему эоцену (Яншин, 1953; Яркин, 1954; Бойцова, Мазина, Михайлов, Овечкин, 1955). В третичных разрезах Общего Сырта, бассейна оз. Челкар и р. Утвы С. А. Жутеев (1953, 1954) также обнаружил залегание слоев с фауной верхнесызранского и нижнесаратовского типов выше известняка с лютецкими нуммулитами. Наконец, в 1954 г. в Волгоградском Поволжье в царицынской свите, т. е. в слоях заведомо эоценовых, были обнаружены горизонты опок с фауной моллюсков, некоторые виды которых тождественны палеоценовым. Это указывает на то, что часть видов ископаемой фауны моллюсков, характерной для палеоцена Поволжья, имеет значительное вертикальное распространение и при подходящих фациальных условиях может встречаться на весьма различных стратиграфических уровнях. Таким образом, она не может определять возраста вмещающих пород. Поскольку в районах Казахстана, прилегающих к территории Оренбургской области с юга и юго-запада, разрез морского палеогена начинается средним эоценом, нет оснований думать, что на Южном Урале имеются слои более древнего возраста. С этой точки зрения описанные выше отложения скорее всего должны быть отнесены к среднему эоцену и сопоставлены с тасаранской свитой Арало-Тургайской низменности и западного подножия Мугоджар.

Континентальные слои эоцена. Стратиграфически более высоким горизонтом эоцена является свита кварцевых песков и кварцитовидных песчаников, пятнами залегающая на морском эоцене, переходящая с него на мел, юру и даже палеозой. Наиболее типичной породой свиты

может считаться кварцевый рыхлый песок белого, реже желтого, розового и красного цвета, хорошо отсортированный, не слоистый или обладающий перекрестной слоистостью эолового типа. Пескам подчинены «караваи» и неправильные линзы белых или серых кварцитовидных песчаников, часто изрешеченных вертикальными ветвящимися кверху пустотами от надземных частей растений. Значительно реже среди песков встречаются линзы белых песчанистых глин, железистых пятнистых глин, прослой мелкогалечника палеозойских пород с блестящей полированной поверхностью отдельных галек или железистого конгломерата из таких галек.

Нередко в песках встречаются многочисленные мелкие (0,5—2 см) шарообразные конкреции железистого песчаника.

Мощность свиты кварцевых песков в пределах Халиловского района не превышает 15 м. Она залегает на очень неровной поверхности подстилающих пород, плащеобразно облекая выступы ее рельефа.

К северу от ст. Сара и в верховьях ручьев Сарбай и Бака во впадинах ниже кварцевых песков были встречены плотные песчанистые желтые глины и косослоистые глинистые пески с прослойками кварцитовидного песчаника. В основании этих пород наблюдаются линзы переотложенной зеленой глауконитовой глины, окатанные обломки белой опоки, скопления галек маастрихтского мергеля и вымытых из маастрихта кремневых конкреций. Мощность описываемых отложений не превышает 5 м.

На водоразделе ручьев Сарбай и Бака в северной части района в кварцитовидных песчаниках А. Л. Яншиным, а затем Б. В. Наливкиным были собраны отпечатки листьев, определенные А. Н. Криштофовичем (1935, 1938а 1940). Описание этой ископаемой флоры дано М. Д. Узнадзе-Дгебуадзе (1948). По ее данным, среди собранных отпечатков имеются: *Podocarpus eocenica* Ung., *Sequoia Coulttsiae* Heer, *S. S. Sternbergii* (Goepf.), Heer, *Sabal* sp., *Myrica angustata* Schimp., *M. uralica* Uz nad ze, *Quercus apocynophyllum* Ett., *Q. bifurcata* Wat., *Q. Elaenae* Ung., *Q. sp.* (2 вида), *Q. (Dguyophyllum) furcinervis* (Rossm.), *Ficus multinervis* Heer, *Ficus* sp., *Cinnamotum* sp., *Laurus* sp., *Terminalia* sp., *Apocynophyllum helveticum* Heer, *Myrtophyllum Warderi* Sap., *Myrsine doryphora* Ung., *Andromeda protogaea* Ung. и *Dalbergia* cf. *bella* Heer. А. Н. Криштофович считал, что известная отсюда веерная пальма близка виду *Sabal haeringiana* Ung. Кроме того, он указывал из этих коллекций *Dryandra Schrenkii* Brongn. и *Pimella* sp.

В экологическом отношении ископаемая флора кварцитовидных песчаников Южного Урала является вечнозеленой ксероморфной, близкой флоре современных средиземноморских «маквисов». М. Д. Узнадзе-Дгебуадзе (1948) приходит к выводу, что она должна была «произрастать на краю пустыни или неподалеку от последней, на бедной песчаной почве». Кварцевые пески и кварцитовидные песчаники можно относить к самым верхам эоцена не только по флоре. Они сейчас прослежены до Северного Приаралья, где сменяются по простиранию саксаульской свитой морских осадков, возраст которой устанавливается фаунистически (Яншин, 1953).

Интересно, что остатки флоры в кварцитовидных песчаниках встречаются только в виде покоробленных высыханием листьев с загнутыми краями, погребенных песком субазрально. Это обстоятельство, а также хорошая сортировка зерен кварца, шлифованность галечек, эоловый характер косой слоистости и другие признаки в сочетании с резко выраженным ксерофитным характером флоры говорит о существовании в конце эоцена на Южном Урале пустынных ландшафтов.

Миоцен (?). Более высоким горизонтом континентальных третичных отложений является свита красных глин, залегающая на различных породах палеогена, мела и юры на водоразделе рек Большой и Сухой Губерли к северу от ст. Халилово, а также на водоразделе рек Каяла и Чебакла к югу от ст. Сара. Эта свита представлена песчанистыми неслоистыми коричневато-малиновыми карбонатными глинами, содержащими конкреции бурого железняка, а также щебенку кварца и кремня, покрытую густой железисто-марганцевистой корочкой пустынного загара. О сухом и достаточно жарком климате говорят также карбонатность и окраска глин. К югу от ст. Сара в основании красных глин обнаружены прослой слоистых зеленоватых глин, светлых песков и рыхлых бобовых железняков, по-видимому, озерного происхождения. Мощность красных глин 15 м. На подстилающие породы они ложатся по очень неровной поверхности, нередко выполняя в них ясно выраженные долинообразные эрозионные впадины (Формозова, 1947).

Органических остатков в красных глинах пока не найдено. Сравнение с третичными разрезами ближайших областей Казахстана показывает, что единственная свита, с которой они могут быть сопоставлены, это — жиландинская свита Арало-Тургайской низменности, прослеженная от района оз. Убоган в Кустанайской области до северо-восточных чинков Устюрта, где она уходит под известняки нижнего сармата (Яншин, 1953). В крайних юго-западных выходах на Устюрте жиландинская свита точно соответствует тарханскому и чокракскому горизонтам, т. е. средней части среднего миоцена. Севернее верхняя возрастная граница ее может подниматься, захватывая более высокие горизонты миоцена. По-видимому, к среднему и низам верхнего миоцена должны быть отнесены и красные карбонатные глины Халиловского района. Они залегают на водоразделах и, следовательно, древнее плиоцена, распространение которого связано уже с депрессиями современного рельефа.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРСКОГО РАЙОНА

Третичные отложения Орского района известны, как указывалось выше, давно, но их стратиграфия до сих пор изучена слабо. Не решен даже окончательно вопрос о разграничении третичных и мезозойских отложений. В старых работах весь развитый выше палеозоя рыхлый осадочный комплекс считался третичным (Штукенберг, 1898, 1906; Тихонович, 1907, 1908, 1909, 1912 и др.). После установления широкого развития в соседнем Халиловском районе континентальных юрских отложений многие авторы стали считать юрскими и молодые породы Орского района (Разумовская, 1937; Яншин, 1933). Между тем в ряде мест среди них была открыта неогеновая фауна и флора (Малахов и Наделяев, 1940; Никифорова, 1940, 1940 а; Спичарский и Стельмак, 1944; Беляева, 1948). Это позволило некоторым исследователям отрицать наличие здесь мезозоя (Башенина и Орлов, 1945; Башенина, 1948). Более осторожные авторы допускают развитие в Орском районе и мезозойских и третичных континентальных осадков, в ряде случаев не вполне еще ясно отделяемых друг от друга (Либрович, 1927, 1936; Кириченко, 1940; Никифорова, 1948). Последнее мнение, по-видимому, наиболее правильно.

Эоцен. Древнейшими третичными отложениями, развитыми на площади Орского района, являются темно-красные железистые кварцито-видные песчаники, встреченные А. А. Петренко (1936, 1939, 1953) в виде глыб на поверхности юрских пород к северо-востоку от пос. Роман-Куль на левобережье р. Ори. В этих песчаниках им были найдены отпечатки

листьев, среди которых А. Н. Криштофович определил: *Sequoia Coultisae* Heer, *Glyptostrobus parisiensis* Brongn., *Quercus* (*Dryophyllum*) *furcinervis* (Rossm.) Engelhardt, *Laurus Omalii* Sap. et Mar., *Celastrophyllum Benedenii* Sap. et Mar., *Aralia transversinervis* Sap. et Mar., *Andromeda protogaea* Ung., *Phyllites* sp. (cf. *Myrsine* Laddachii Heer) и *Phyllites* sp. По петрографическому составу и по характеру флоры эти песчаники, несомненно, представляют собой аналог вышеописанных верхнеэоценовых песчаников Халиловского района. По сообщению А. Н. Гейслера (1935), выходы светлых кварцитовидных песчаников, по-видимому, того же возраста, наблюдаются по вершинам и склонам пологих увалов по обе стороны долины р. Ори. Подобные песчаники указывает Г. И. Кириченко (1940) на водоразделе рек Сухой и Суундука в 10 км к востоку от р. Урала.

Нижний олигоцен. Более молодые третичные отложения известны в пределах Ново-Айдырлинского месторождения.

Вдоль тектонического контакта мерзевиков с известняками и глинистыми сланцами карбона здесь проходит древняя меридиональная долина эрозионно-карстового происхождения. В осевой части этой долины залегают континентальные осадки нижнего олигоцена, в которых можно различить нижний — песчаный и верхний — глинистый горизонты. Пески нижнего горизонта развиты не повсеместно. Они рыхлы, косослоисты, часто загрязнены углистым растительным мусором и состоят из угловатых зерен кварца. Цвет песков белый, иногда желтый от окислов железа, иногда зеленоватый от выделения в цементе силикатов никеля. Местами они содержат прослой серицитово-каолиновых глин. Максимальная мощность песков 25 м. Происхождение их, видимо, аллювиальное.

Над песками лежат белые, серые, желтоватые и зеленоватые каолиновые и каолиново-серицитовые (серицита до 50%) глины, содержащие куски лигнитизированной древесины и редкие прослой мелкозернистых кварцевых песков. Подробное описание этой толщи дают Т. Н. Спижарский и Н. К. Стельмак (1944), но они ошибочно включают в ее состав каолинизированные разности древних тектонических брекчий (Разумова, 1945). Мощность глинистой толщи 70 м.

В глинах и песках описываемой свиты встречается пыльца, определенная Н. К. Стельмак. Среди нее резко преобладают миртовые (пыльцы *Myrtales* различных видов 25—77%). В значительном количестве встречается пыльца *Caeya* (в одном из образцов 53,6%) и других представителей семейства *Juglandaceae* (до 20%). Присутствует пыльца *Ericaceae* (до 8,7%), *Nyssa* (до 6,8%), *Carpinus* (в одном из образцов 23%), *Corylus*, *Rhus* и *Acer*. Единичными экземплярами встречена пыльца *Quercus*, *Castanea*, *Salix*, *Betula* и *Alnus*. Из хвойных почти во всех образцах есть немного пыльцы *Pinus* sp. *Haploxyton* (до 6,6%) и единичными экземплярами встречается пыльца других видов *Pinus*, *Picea*, *Cedrus* и *Taxodium*. Во всех образцах присутствуют споры, по-видимому, папоротников (больше всего *Azonotriletes pumilus* Lub., далее *Azonotriletes subintortus* Lub., *Azonotriletes intermis* Waltz, *Sumozonotriletes*, *Euryzonotriletes*).

Перечисленный богатый комплекс пыльцы и спор дает представление о растительности времени отложения каолиново-серицитовых глин Новой Айдырли. В ней основную роль играли вечнозеленые из семейства миртовых, но вместе с ними существовали деревья и кустарники с крупными опадающими листьями, преимущественно из семейства ореховых, а также вересковые. Появились уже такие современные роды, как граб, лещина, клен, а может быть, даже каштан, ива, береза и ольха. В этой флоре присутствовали папоротники, но хвойные были представлены

очень небольшим количеством видов и экземпляров. Время существования такой флоры на Южном Урале определить довольно легко. В верхнем эоцене, как мы видели выше, флора здесь состояла из форм вечнозеленых и более ксерофильных, чем в Новой Айдырле, а во флорах среднего и верхнего олигоцена соседних Тургайских степей не содержится уже почти ни одной вечнозеленой формы. Флора Новой Айдырли по возрасту является промежуточной, т. е. должна относиться к нижнему олигоцену. Это подтверждается сравнением обнаруженного здесь спорово-пыльцевого комплекса со спорово-пыльцевым комплексом морского нижнего олигоцена Северного Приаралья, который изучался Е. Д. Заклинской (1953).

Верхний олигоцен (?). В разных местах Орского района развиты весьма различные по характеру континентальные отложения, которые в силу тех или иных косвенных соображений и относились к миоцену или плиоцену. Возраст их по существу оставался неопределенным. К его приближительному определению можно подойти, исходя из результатов изучения континентальных третичных отложений Арало-Тургайской низменности, стратиграфия которых сейчас хорошо разработана.

В настоящее время может считаться установленным, что на пространстве Арало-Тургайской низменности и южных районов Западной Сибири в течение всего миоцена существовал климат сухой и довольно жаркий. В силу этого миоценовые отложения здесь представлены породами, лишенными углистых остатков, постоянно содержащими известь и во многих местах сингенетичный гипс. Отложения нижнего и низов среднего миоцена — это различные серо-зеленые глины, мергелистые или содержащие линзы мергеля и конкреции гипса (аральская свита). Отложения верхов среднего и, возможно, низов верхнего миоцена — это красные и красно-бурые известковистые глины, также с мергелистыми стяжениями и гипсом (жиландинская свита). Если в миоценовых глинах наблюдаются прослойки песчаника, они всегда имеют известковистый цемент. В образованиях среднего олигоцена известковистые породы, наоборот, встречаются очень редко, а в отложениях верхнего олигоцена совсем отсутствуют. В континентальном плиоцене они редки.

Установлено также, что осадки нижнего и среднего миоцена залегают на высших точках водоразделов Арало-Тургайской низменности, т. е. еще не связаны в своем распространении с современным эрозионным рельефом. Время его выработки падает на самый конец миоцена и нижний плиоцен. Среднеплиоценовые осадки отлагались в долинах современных рек или во всяком случае в пониженных элементах современного рельефа, прислоняясь к более древним породам водоразделов (Сивов, 1954).

Если сопоставить третичные породы Оренбургского Зауралья с третичными толщами Арало-Тургайской низменности в отношении палеогеографической обстановки осадконакопления и воспользоваться методом сравнения литологического характера различных свит этих территорий, то многие континентальные отложения Орского района придется отнести по возрасту к среднему и верхнему олигоцену.

На левобережье верховьев р. Суундука, по его притокам Безымянке, Айдырле, Байтуку и Солончанке, известны россыпные месторождения золота, приуроченные к древним долинам, не совпадающим с современной гидрографической сетью (Барбот де Марни, 1857). Золотоносные отложения образуют здесь две прерывистые меридиональные полосы, соответствующие зонам развития закарстованных известняков нижнего карбона (Никифорова, 1940, 1940а, 1948). Они представлены главным образом галечниками из крупных (до 20 см), хорошо окатанных галек кварца, реже кварцита и кремнистых пород. Мощность их

35 м. Им подчинены прослои чистых и глинистых белых кварцевых песков, линзы белых каолиновых и серых углистых глин. В одной из линз серой глины на прииске Колчино были найдены углефицированные древесные стволы, определенные А. В. Ярмоленко как *Taxodioxylon distichum* Meгсl. и *Cupressinoxylon uralensis* Jагm. Из этой же линзы глин И. М. Покровская определила пыльцу: *Taxodium*, *Picea*, *Tsuga*, *Pinus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*, *Rhus*, *Ilex*, *Nyssa*, *Ericaceae* и *Fraxinus*. Родовой состав растений, преобладание среди них хвойных (*Picea* дает 35,5% пыльцы) и присутствие *Pterocarya* (7,5% пыльцы) позволили И. М. Покровской сопоставлять золотоносные породы верховьев р. Суундука с верхнемиоценовыми слоями Западно-Сибирской низменности (Никифорова, 1948). Для своего времени такое сопоставление было вполне обоснованным, однако сейчас хорошо изучены спорово-пыльцевые спектры третичных отложений Арало-Тургайской низменности, причем выяснено, что пыльца *Pterocarya*, которая считалась характерной для миоцена, встречается в верхнем и среднем олигоцене и еще ниже по разрезу (Барбашинова, 1951; Абузьярова, 1954; Бойцова и Покровская, 1954).

Кроме того, те отложения Западной Сибири, которые считались миоценовыми и служили эталоном для установления миоценового возраста золотоносных песков и галечников бассейна р. Суундука, как теперь выясняется, относятся к среднему и верхнему олигоцену (Лавров, 1951, 1953).

Таким образом, едва ли следует считать описываемые породы миоценовыми. Судя по составу пыльцы, в которой совершенно отсутствуют вечнозеленые виды, эти породы, несомненно, моложе каолиново-серицитовых глин Новой Айдырли. Скорее всего это аналоги чаграйской свиты Арало-Тургайской низменности, т. е. низы верхнего олигодена.

По-видимому, более молодой, но также верхнеолигоденовый возраст имеет верхняя глинистая свита Ново-Айдырлинского месторождения никеля. В западной половине проходящей здесь древней меридиональной долины залегает свита галлуазитовых неизвестковистых глин разнообразной окраски. Близ основания они обычно серые или черные, выше светлые, почти белые, еще выше голубоватые с желтыми пятнами и, наконец, сверху темно-розовые или кирпично-красные с отдельными голубыми пятнами и полосами. Мощность их 53 м. В темных разностях нижних горизонтов глин наблюдаются включения сульфидов никеля. Выше уровня грунтовых вод сульфиды заменяются кристаллами вторичного гипса.

В глинах галлуазитовой свиты, по данным Н. Т. Спижарского и Н. К. Стельмак (1944), в отличие от свиты каолиново-серицитовых глин резко преобладает пыльца хвойных (в среднем 41%). Среди них на первом месте по количеству стоит пыльца сосны (*Pinus* sec. *Harporoxylon* до 52,4% зерен). Далее идут *Cedrus* (до 22%), *Tsuga* (до 6,8%), *Taxodium* и другие *Taxodiaceae* (в одном образце 27%). Единичны находки пыльцы *Abies*, *Picea* и *Protopinus*. Из лиственных резко преобладают *Betula* (до 45,9%), *Rhus* (от 5 до 22%), *Ericaceae* (от 1 до 10,7%) и *Alnus*. Во всех образцах встречается *Pterocarya* (от 1 до 9,5%). Единичны находки пыльцы других *Juglandaceae*, в частности *Carya*, а также *Salix*, *Corylus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Quercus*, *Fraxinus*, *Talisticipitas*, *Nyssa*, *Ilex*, *Muricaceae*. Постоянно присутствует пыльца *Azonaletes similis* L u b. (до 22,6%) и *Dolichotrilitium* (до 3,3%), принадлежащая скорее всего каким-то хвойным.

По литологическому составу галлуазитовая свита Новой Айдырли сходна с наурзумской свитой Арало-Тургайской низменности, время отложения которой приходится на самый конец олигодена. Спорово-

пыльцевые спектры этих свит по родовому составу также сходны. В количественном отношении в наурзумской свите значительно меньше пыльцы сосен и берез, но это различие легко объяснимо разницей в географическом положении пунктов исследования. Таким образом, возраст галлуазитовых глин Новой Айдырли скорее всего верхнеолигоценовый.

Выше этих глин, выполняя в них глубокие эрозионные ложбины, залегают серые косослоистые кварцевые пески с прослоями гравия и мелкого галечника, окатанными обрывками подстилающих глин и большим количеством растительного мусора. В основании пески нередко цементируются в песчаник, красновато-желтый от окислов железа и голубовато-зеленый от силикатов никеля. Мощность песков 15 м. Их возраст может быть верхнеолигоценовым, а возможно, и более молодым — миоценовым.

По-видимому, к верхнему олигоцену относится также комплекс пород, развитый на левобережье р. Урала ниже устья р. Суундука, на мысу между реками Уралом и Кумаком и на всем пространстве между нижними течениями рек Кумака и Ори. Н. В. Башенина и И. В. Орлов (1945) считали его миоценовым. Это яркие пестроцветные, а в отдельных прослоях белые и серые бескарбонатные огнеупорные глины с прослоями песчаных глин и глинистых мажущих алевроитов, также окрашенных в охристые, розовые или малиновые тона. В наиболее северных пунктах распространения они залегают на высоте более 50 м над долиной р. Урала, а южнее подошва их опускается ниже современного уреза рек. С этим комплексом пород связаны крупнейшие месторождения огнеупорных глин, одно из которых разрабатывается у разъезда Кумак в 23 км к северо-востоку от г. Орска.

Продуктивным горизонтом Кумакского месторождения является слой серых пластичных равномерно окрашенных глин. Его мощность в пределах разведанного участка колеблется от 0 до 12 м.

Кумакские глины сложены не галлуазитом, а каолинитом и монотермитом, чем они отличаются от олигоценовых глин Ново-Айдырлинского месторождения. Однако это различие не препятствует их сопоставлению по возрасту, так как в синхроничных континентальных отложениях состав глинистых минералов может резко меняться при различии исходного материала размывавшихся пород.

Отложения, напоминающие галлуазитовые глины Новой Айдырли, развиты на небольших площадях еще в ряде мест северной половины Орского района. Так, например, на поверхности Бриентского серпентинитового массива к северо-западу от районного центра Кваркено на коре выветривания змеевиков залегают некарбонатные бейделлитовые глины зеленовато-серого, желтого или красноватого цвета с прожилками чистого зеленовато-голубого бейделлита и с бобовинами гидрогетита и вада. Мощность глин 7—8 м. В глубоких частях древней эрозионной депрессии, вымытой в коре выветривания змеевиков, глины подстилаются плохо окатанным галечником местных пород; сцементированным бурой, красной или зеленоватой песчанистой глиной с бобовинами гидрогетита или вада. Мощность галечника 2,5—3 м (Херасков, Осадчук, Разумова и Смирнова, 1945).

Вполне возможно, что к концу олигоцена относятся также отложения пестроцветных глин и песков с бобовником гидрогетита, которые развиты в ряде мест выше золотоносных песков и галечников или непосредственно на известняках карбона на левобережье верхнего течения р. Суундука в пределах Колчино-Болотовской полосы присков. К. В. Никифорова (1940а, 1948) отнесла эти породы к плиоцену.

Миоцен (?). В соответствии с изложенными выше принципами к миоцену в Орском районе условно относится свита молодых осадков,

в состав которой входят сингенетичные гипсы. К ней относятся обнаженные на правом берегу р. Бурли близ хут. Белоусовского пестрые, преимущественно розовые слоистые глины с тонкими прослойками гипса (2 м) и лежащие под ними белые и сероватые гипсы. В гипсах обнаружен целестин (Никифорова, 1948). К ней же следует отнести желтые глины с линзовидными залежами белоснежного гипса, вскрытые также погребями в пос. Колпацком (Петренко, 1932). Породы, по-видимому, того же возраста развиты в пределах Бриентского змеевикowego массива к северо-западу от районного центра Кваркено. Над олигоценовыми бейделлитовыми глинами с бобовинами гидрогётита и вада здесь лежат также бейделлитовые, но карбонатные зеленовато-серые и желтовато-бурые глины мощностью 1,3 м со сферическими стяжениями гипса диаметром до 30 см, а выше красновато-бурые и желтовато-красные глины с редкой ожелезненной щебенкой местных палеозойских пород и мергелистыми стяжениями диаметром до 30 см. Мощность глин 6—7 м (Херасков, Осадчук, Разумова и Смирнова, 1945). Аналогом описанных отложений является гипсоносная толща оз. Мартышечье близ г. Магнитогорска.

А. А. Штукенберг (1898), открывший выходы гипсоносных пород на р. Бурле, отнес их к морскому палеогену. Л. С. Либрович (1936) предположительно считал их неогеновыми, А. Л. Яншин (1939а), не зная характера залегания гипсов, — юрскими, К. В. Никифорова (1948) — пермскими. Гипсоносным глинам пос. Колпацкого А. А. Петренко (1932) приписывал третичный возраст.

Молодой возраст этих гипсоносных отложений доказывается их горизонтальным залеганием на различных породах от верхнего девона (пос. Колпацкое) до верхнего олигоцена (Бриентский серпентинитовый массив). Сравнение с разрезами Арало-Тургайской низменности позволяет относить вышеописанные гипсоносные осадки к миоцену.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОМБАРОВСКОГО РАЙОНА

Домбаровским районом мы условились называть самую восточную часть Оренбургской области, в структурном отношении соответствующую Урало-Тобольской геантиклинальной зоне. Третичные отложения залегают здесь небольшими пятнами на поверхности различных пород палеозоя и докембрия.

Эоцен. Наиболее древними третичными отложениями, как и в Орском районе, здесь являются светлые кварцевые пески и плотные кварцитовидные песчаники, развитые в ряде мест на правобережье р. Ори и в районе Домбаровского каменноугольного месторождения. Песчаники этой свиты состоят из хорошо окатанных зерен кварца. Цемент их кварцевый, изредка кремнисто-глинистый. Очень часто они бывают пронизаны вертикальными пустотами от стеблей растений. Все это позволяет сопоставлять их с верхнеэоценовыми кварцитовидными песчаниками Халиловского района.

Верхний олигоцен. Следующий более молодой комплекс третичных отложений развит на крайнем востоке Оренбургской области. Это грубые косослоистые железистые песчаники и полимиктовые конгломераты небольшой мощности, которые появляются отдельными пятнами на водоразделе рек Кумака и Тобола, а почти сплошное распространение получают еще дальше на юго-восток — в бассейнах пересыхающих соленых озер Джиты-Куль, Ега-Кара и Айке. По внешнему виду они весьма напоминают плиоценовые железистые песчаники и конгломераты высоких террас р. Урала, но залегают вне связи с современной гидрографической сетью, часто на высших точках водоразделов и, несом-

ненно, представляют собой аналоги чаграйской свиты тургайской серии прилегающих областей Казахстана.

Возраст этой свиты устанавливается как верхнеолигоценовый на основании ее залегания в Северном Приаралье и в районе оз. Челкар-Тениз между фаунистически охарактеризованными слоями среднего олигоцена и нижнего миоцена (Формозова, 1949; Яншин, 1953).

Миоцен (?). Д. Д. Пеннинский (1940) относит к миоцену красные или буровато-красные, чистые или песчанистые, сухие или жирные глины с большим количеством бобовин окислов железа и марганца. На Кундыбаевском змеевиковом массиве в верховьях р. Джарлы, где мощность этих отложений достигает 8 м, в них обнаружен горизонт шарообразных конкреций гипса диаметром 20—30 см. В ряде мест красным глинам подчинены линзы ноздреватых легких мергелистых известняков с мелкими железистыми бобовинами мощностью до 2—3 м. При картировании они нередко принимались за выходы карбона.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА В ГРАНИЦАХ БАШКИРСКОЙ АССР

На восточном склоне Южного Урала в пределах Башкирии третичные осадки почти исключительно континентальные. Только на юго-западе рассматриваемой территории, в пределах Таналык-Баймакской синклинали, занимают небольшую площадь морские палеогеновые (среднеэоценовые) отложения. Они описаны в специальной статье, посвященной третичным отложениям Орского Урала. Поэтому здесь будут кратко охарактеризованы лишь континентальные третичные образования. Основная часть третичных отложений, включающая их наиболее древние горизонты, приурочена к полосе развития карбонатных пород в осевой части Магнитогорского синклинория.

Разрез палеогеновых образований приводится в основном по материалам П. И. Ноздрина (1959, 1960, 1961), представляющим главным образом новые данные о распространении указанных отложений. Изучение спорово-пыльцевых комплексов как из палеогеновых, так и из неогеновых осадков и определение возраста производилось Н. Н. Сиговой (1958, 1959, 1960) и М. В. Поповичевой (1960, 1961).

В районе пос. Пещерского в карстовых воронках на правом и левом берегах р. Янгельки скважинами вскрыты светло-серые углистые глины, которые в основной своей части по заключенным в них спорово-пыльцевым комплексам могут быть отнесены к верхам палеоцена — низам эоцена. Мощность глин местами превышает 100 м.

В составе спектров здесь большое место занимают вечнозеленые (25—41%), среди которых наибольшие содержания обнаруживает пыльца своеобразных представителей рода *Extratropipollenites* Pflug (5—17%), а также пыльца *Canacomyrica* cf. *monticola* I. Cookson (5—11%) и *Santalaceae* (3—10%). Покрытосеменные (широколиственные) составляют 10—22%, голосеменные (*Pinaceae*, *Taxodiaceae*) — 11—16%. В отдельных разрезах содержание пыльцы *Extratropipollenites* доходит до 41,5%, что может указывать на более древний, чем верхний палеоцен — нижний эоцен, возраст.

Однако, несмотря на охарактеризованность пыльцой, палеоценовый возраст нижней части данных отложений нельзя признать окончательно установленным, поскольку вопрос о стратиграфическом объеме и палеонтологических признаках палеоцена отличается большой сложностью и недостаточно разработан.

На левом берегу р. Бурли (левый приток р. Урала) у пос. Белоусовского скважиной пройдены светло-серые глины и алевролиты с про-

слоями бурых углей. Содержащиеся в углях и глинах спорово-пыльцевые комплексы дают возможность параллелизовать указанные отложения с тасаранской свитой среднего эоцена Казахстана.

В спектрах много вечнозеленых (2—51%); Myrtaceae и Extratriporopollenites (Pseudomyrtaceites) составляют 0,49%; в одном случае резко возрастает содержание Ericaceae (34%). Пыльца широколиственных присутствует в количестве от 3—24 до 73% (в одном случае), причем главный максимум дает пыльца Castanea. Пыльцы мелколиственных (Alnus, Betula, Salix) 4—28%, а голосеменных — 2—16% (из них Taxodiaceae 0—4%).

Следующим по возрасту членом разреза континентальных третичных осадков являются сливные кварцитовидные песчаники, нередко «дырчатые». Они развиты главным образом на юге восточного склона, но спорадически, в виде единичных разрозненных глыб, встречаются в отдельных пунктах описываемой территории. Комплекс флоры, установленный для данных отложений по найденным в них отпечаткам листьев, отвечает верхнему эоцену (Яншин, 1934, 1948). Близки по возрасту к кварцитовидным песчаникам и несколько моложе их, угленосные глины карстовых воронок в районе пос. Пещерского. Они содержат спорово-пыльцевые спектры, аналогичные спектрам саксаульской свиты верхнего эоцена. Мощность глин составляет в среднем 50 м. Обнаруженные здесь спектры включают достаточно многочисленную группу вечнозеленых (17—48%); присутствуют Extratriporopollenites, в том числе типичная эоценовая форма *E. paulus* (0—30%); Santalaceae (0—30%) и Mугicaceae (0—10%). На голосеменные приходится от 9—25 до 46% спектра, на покрытосеменные (широколиственные) — 10—34%. Из голосеменных преобладают Taxodiaceae (от 3,5 до 30%).

Описанные глины, а также кварцитовидные песчаники должны рассматриваться как аналоги саксаульской свиты.

Выше по разрезу следует помещать серые, темно-серые и черные углистые глины с прослоями бурых углей, выполняющие так же, как и эоценовые осадки, карстовые западины в палеозойском ложе. Мощность их местами превышает 50 м. Они вскрыты бурением на левом берегу р. Бурли у пос. Белоусовского, в северной части междуречья Урала и Сосновки, в районе пос. Пещерского и на севере восточного склона в верховьях р. Узельга. В указанных глинах анализами выявлены две группы спорово-пыльцевых спектров.

Спектры первой группы определяют нижнеолигоценый возраст вмещающих отложений и позволяют параллелизовать их с чеганской свитой Тургая. Они содержат 21—47% пыльцы голосеменных. Пыльцы покрытосеменных 23—45%, из них: 21—33% широколиственных и 2,5—11,5% мелколиственных. В составе голосеменных пыльцы Pinaceae 11—29%, Taxodiaceae 7—32%. Среди широколиственных преобладают: Fagaceae (6—28%) и Quercus (3—17%). Содержание вечнозеленых колеблется от 4,5 до 24%, из них в небольших количествах присутствуют: Santalaceae (1,3—9,9%) и Mугicaceae (0,5—5,5%). Отмечена редкая пыльца травянистых.

Спорово-пыльцевые комплексы второй группы близки к олигоценым комплексам, изученным из угленосных осадков Предуральского буроугольного бассейна. В них встречается 14,5—51,5% голосеменных, в том числе 12—49% Pinaceae и 4—25% Taxodiaceae. Вечнозеленые составляют 2—18%, из них Myrtaceae 0,5—7%. Широколиственных содержится 20—53%, мелколиственных — 3—29%.

Более молодой по сравнению с описанными углистыми глинами является толща белоцветных и пестроцветных галечников и гравелистых песков со значительной примесью алеврита и каолинового материала.

Местами толща лежит на размытой поверхности воронки, но чаще она залегает непосредственно на палеозойских образованиях. Мощность галечников и песков изменяется от 10—40 до 70 м.

Галечники и пески (район пос. Пещерского) перекрываются белыми глинами, нередко сухарными и алевролитистыми с линзами переотложенной коры выветривания и прослоями пятнисто окрашенных глин, характеризующихся преобладанием бледно-сиреневых пятен пестроцветной окраски. В связи с этим вся толща описанных глин условно названа нижним пестроцветным горизонтом. Мощность глин колеблется в пределах 5—40 м, но обычно составляет 8—15 м.

Галечники и перекрывающие их глины нижнего пестроцветного горизонта прослежены к югу от пос. Пещерского, а также в западной части междуречья Урала и Сосновки.

К югу от широтного колена р. Таналыка к осадкам, относящимся к нижнему пестроцветному горизонту, приурочены спорово-пыльцевые спектры, в которых среди голосеменных сосновые (4—20%) преобладают над таксодиевыми (2—8%), а покрытосеменные древесные отличаются разнообразием. Вечнозеленые (главным образом *Rhus*, *Nyssa*) составляют 4—12%. Наличие лишь небольшого количества таксодиевых и обедненный состав вечнозеленых не позволяют считать данные спектры древнее среднего миоцена.

Выше описанных миоценовых глин следует толща озерно-аллювиальных, озерных и делювиальных отложений, принадлежащая, по-видимому, к верхнему миоцену и нижнему — среднему плиоцену. К этому интервалу разреза приурочен верхний горизонт пестроцветных глин, отличающийся ярко-красными пятнами пестроцветной окраски.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДУРАЛЬЯ

Третичные отложения в западных предгорьях Южного Урала стали известны со времени исследований В. И. Меллера (1886) и Ф. Н. Чернышева (1887а, 1888), установивших в бассейне р. Белой осадки с фауной каспийского типа, позднее отнесенные к акчагылу. Более древние континентальные третичные образования, не связанные в своем залегании с современной гидрографической сетью, а сохранившиеся на междуречьях в виде изолированных участков, впервые выделил А. В. Нечаев в 1896—1898 гг. Позднее они освещались в трудах Е. Е. Попова (1916), М. Э. Ноинского (1917), А. В. Миртовой (1929—1930, 1934, 1947), Н. П. Герасимова (1930, 1933), Г. В. Вахрушева (1927—1940, 1949), А. А. Водяникова (1932, 1933), А. П. Тяжевой (1934, 1937), М. М. Толстихиной (1931), А. Л. Яншина (1934, 1939), Н. А. Преображенского и Н. А. Плотниковой (1941, 1942) и многих других.

Уже в двадцатых годах текущего столетия были выявлены и разведывались как месторождения многочисленные выходы белых глин и кварцевых песков в различных районах Предуралья, начиная от Уфимского плато на севере (Караидельский, Дуванский и другие районы Башкирской АССР) до долины р. Сакмары на юге (б. Зилаирский кантон). Стали известны и связанные с ними углепроявления — на ручье Суракае, на р. Сухайле у дер. Самородовки и в других местах.

Геологический возраст этих образований определен находками ископаемой флоры, которые были сделаны А. В. Чердынцевым (1929) и Г. В. Вахрушевым (1929б) у с. Ромадановки и на ручье Суракай; Н. П. Герасимовым (1930, 1931, 1934), а позднее А. И. Водяниковым (1932, 1933), А. П. Тяжевой (1937) и Г. Ф. Лунгерсгаузенем (1943) в овраге Ушкатлы; А. П. Тяжевой (1937) и О. С. Адриановой (1941)

на ручье Ташлыр; О. С. Адриановой (1941) у дер. Самородовки и в других местах. А. Н. Криштофович, изучавший эту флору, считал ее миоценовой (в основном аквитанской и частично бурдигальской).

В эти же годы был выявлен морской палеоген (Вахрушев, 1929—1937; Яншин, 1934), континентальные эоцен и олигоцен (Вахрушев, 1926, 1935; Тяжева, 1937). В 1935—1940 гг. появляются также первые сводные обзоры по третичным отложениям Предуралья, создается их стратиграфическая схема (Вахрушев, 1935, 1940). Однако после открытия триасовой флоры на ручье Суракай (Вахрушев, 1926, 1929; Яншин, 1934) ввиду близости литологического состава континентальных третичных и мезозойских (триасовых и юрских) образований большая часть развитых в Предуралье третичных отложений многими исследователями (Притула, 1934; Притула и Нагаева, 1936; Оффман и Мушенко, 1935; Платонова, 1936 и др.) еще долгое время относилась к юре.

В 1940—1951 гг. третичные отложения Предуралья в связи с детальными геологическими исследованиями, поисками и разведкой бурых углей изучались О. С. Андриановой (1939а—1952), Г. Ф. Лунгерсгаузеным (1943, 1944), О. И. Ожигановой (1943, 1944, 1947), И. В. Орловым (1943, 1946), Б. И. Ореховым (1951—1952), Э. С. Бучковским (1945—1951), А. М. Челноковым (1950—1952), П. И. Петошиным (1948—1951), В. И. Громилиным (1950—1952), Г. Ф. Яковлевым (1950—1951), М. А. Мульменко (1950, 1952), С. В. Махмутовым (1951—1952), Н. Н. Соловьевым (1949, 1951) и др.

В южной части Предуральской депрессии* (Сакмаро-Бельское междуречье) исследования проводились В. Л. Малютиним (1941, 1944, 1949), А. Т. Пономаренко (1942, 1947), А. Л. Малаховым (1942—1951), Л. Ф. Сосницкой (1942, 1944), В. Л. Яхимович (1943, 1947, 1948), А. Ф. Потемкиной (1945, 1948, 1947, 1951), А. С. Хоментовским (1945, 1953), М. К. Онушко (1948, 1949), Ф. И. Зубковым (1948б, 1952), А. Н. и Е. Г. Бурковскими (1947—1952), В. Д. Бухариним (1951), Е. М. Немиря (1950—1952), Ф. Н. Плешковым (1950—1953), П. И. Ильиным (1950—1954) и др. Истории изучения третичных отложений Башкирского Предуралья посвящена работа В. Л. Яхимович (1958г).

Вся флора, собранная за годы разведок в Южно-Предуральском буроугольном бассейне, изучена А. Н. Криштофовичем. Полученные палеоботанические материалы и явились основным биостратиграфическим обоснованием региональной стратиграфической схемы третичных отложений Предуралья.

За последнее десятилетие изучению третичных отложений Предуралья посвящены сводные работы А. А. Чигуряевой (1952, 1956), А. С. Хоментовского (1953), О. С. Адриановой, Б. И. Орехова и Н. Н. Сиговой (1955, 1956, 1957); О. С. Адриановой и В. В. Кирюкова (1958), М. П. Бурцева (1957), В. Л. Яхимовича (1950, 1955, 1959).

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

В основании третичных отложений лежит толща опок с базальным слоем фосфоритов и темно-серых или зеленоватых гипсоносных глин, верхнюю часть которой А. Л. Яншин (1934) впервые отнес к палеоцену, сопоставив с нижнесызранскими слоями Поволжья.

Разрез ее, обнаруженный в бассейне р. Бол. Куюргаза в Якуповском грабене, приведен ниже (сверху вниз):

* Здесь и ниже под Предуральской депрессией понимается область западных предгорий Южного Урала, лежащая к югу от массива Кара-Тай и охватывающая Предуральский предгорный прогиб и прилегающую часть восточного склона Русской платформы. Это область верхнемеловой и третичной аккумуляции.

1. Опока зеленовато-серая, в нижней части содержащая округлые желвачки глинистого фосфорита с ядрами пеллеципод. Мощность	2 м
2. Глина темно-серая с прожилками мучнистого гипса. В основании глины залегают линзообразные стяжения бурого железняка (до 0,2 м)	0,35 „
3. Опока белая легкая мягкая, содержащая в верхней части линзочки глауконитового песка, а в нижней — линзы и гальку темно-серой глины	0,05—0,35 „
4. Глина темно-серая жирная с прожилками мучнистого гипса	0,07—0,4 „
5. Опока белая легкая, залегающая отдельными кусочками в рыхлой трепеловидной грухе	0,2—0,35 „
6. Бурый железняк конкреционного строения, залегающий сплошным слоем. Встречены окатанные и частью замещенные бурым железняком <i>Bellemnella lanceolata</i> Schloth. Мощность не установлена.	

Ниже лежат белые мергели маастрихта, зоны «*Belemnitella lanceolata*».

Нижнюю пачку опок и темно-серых глин (слои 2—6) А. Л. Яншин (1934) считал аналогом «хоперского горизонта» в прежнем его понимании, т. е. датским ярусом верхнего мела, а верхний горизонт (слой 1) относил к палеоцену. Г. В. Вахрушев (1940) считал отложения всего описанного выше разреза палеоценовыми. Палеонтологически возраст этих образований не обоснован. Однако верхняя часть разреза (слой 1) литологически хорошо сопоставляется с нижним горизонтом опок восточного склона Урала, а также с палеоценовыми слоями Северного Прикаспия и Поволжья. Поэтому она может рассматриваться как их аналог и относиться к палеоцену.

Близкие к описанным отложения обнаружены на правом берегу р. Степной Юшатыри в Никитинском грабене (Адрианова, 1950).

В северной части Предуралья (в Башкирии) опоковая свита неизвестна. Там на различных горизонтах более древних отложений (от лянцолятовой зоны маастрихта до кунгура включительно) залегают толща зеленых глауконитовых песков и гипсоносных глин, содержащих зубы акул и остатки губок плохой сохранности. В западных разрезах ее преобладают глины, а в восточных — пески, местами содержащие гальку и переходящие в гравий (Вахрушев, 1940). Возможно, что эта толща частично фациально замещает опоковые слои, но, вероятнее всего, она залегают выше их и является аналогом тасаранской свиты (Яншина, 1953), развитой в Северном Приуралье (Яншин, 1953). Поэтому она условно отнесена к среднему эоцену. Мощность этих отложений не установлена. В отдельных обнажениях у деревень Кинзиковой, Кинзобулатовой, Кияук, Байгузиной она не превышает 5—6 м (Тяжева, 1937; Вахрушев, 1940), а по скважинам, пробуренным у деревень Ново-Адзитарово, Поташевки и Ромадановки, достигает 12 м (Малахов, 1944, 1946). Окончательное решение вопроса о возрасте этих отложений возможно после проведения специальных микропалеонтологических исследований.

У дер. Кинзобулатовой А. П. Тяжева (1937) наблюдала постепенный переход от зеленых гипсоносных глин и глауконитовых песков описанной выше толщи к белым кварцевым пескам континентального происхождения, содержащим линзы кварцито-песчаника с отпечатками жестколистных растений (*Dewalquea* sp.). В других местах, например у дер. Байгузиной, на границе их фиксируются следы размыва. Толща белых кварцевых песков с линзами кварцито-песчаников обнажается на р. Аси-Елга у дер. Кинзиковой, на р. Белой около деревень Бурлы, Нового Табынска и Карларовой, а также на р. Бол. Куюргазе у дер. Якуповой. Максимальная мощность песков 15—20 м (Вахрушев, 1940; Тяжева, 1937). Она известна также в районе поселков Урай, Сандин, Варнавского, Дедовского, Скворцы; у деревень Толбазы, Тляумбетовой,

Заглядинки и Белоглинки; в бассейне р. Кривли и в Суракайском грабене.

Эти отложения в прошлом имели очень широкое распространение. Их следы в виде глыб сливных песчаников и конгломератов сохранились очень широко в предгорной зоне Южного Урала.

В настоящее время остатки их обычно встречаются на междуречьях, на различных абсолютных отметках. Они известны также и во впадинах под покровом более молодых образований, что указывает на значительную последующую деформированность сложенной или древней аккумулятивной поверхности.

Основываясь на внешнем сходстве описанной толщи песков, содержащих конкреции кварцито-песчаников, с песками и песчаниками саратовского яруса палеогена Поволжья, А. П. Тяжева условно отнесла их к верхам палеоцена, а Г. В. Вахрушев рассматривал как эоценовые. Эти породы литологически сходны с песками с дырчатыми кварцитами и вечнозеленой (несколько ксерофитной) флорой, развитыми на восточном склоне Урала и в Северном Приаралье (Яншин, 1948, 1953). Поэтому, вероятно всего, их следует рассматривать как континентальные аналоги саксаульской свиты иргизской серии, выделенной А. Л. Яншиным (1953), и относить к верхнему эоцену.

Результаты спорово-пыльцевых анализов, полученные Н. Н. Сиговой при изучении кварцито-песчаников (Суракайский грабен), не противоречат такому заключению. В небольшом количестве в них обнаружена пыльца голосеменных растений из семейств Pinaceae (3%), Taxodiaceae (2,5%) и Araucariaceae (0,5%). Основную же часть спектра (84%) составляет пыльца покрытосеменных древесных и кустарниковых растений: Castanea и Quercus (44% вместе), Rhus (18,5%), Myrtaceae (13,5%), Aralia (3%), Nyssa (1,5%), Salix (1%), Corylus (1%) и Acer (0,5%).

Присутствие в песках, отнесенных к верхнему эоцену, рассеянной гальки, линз и прослоев конгломератов, а также плохо отсортированных песчаных прослоев указывает на деятельность текучих вод при их формировании. В то же время неясная слоистость песков или наличие тонкой параллельной слоистости в отдельных прослоях, а местами присутствие небольших линз слюдистых глин свидетельствуют о пресноводно-озерном генезисе большей части этих осадков. Местами верхние горизонты их несут следы золотой переработки.

В стратиграфическом разрезе выше лежит нерасчлененная толща пород, вероятно, ниже- и среднеолигоценного возраста. Она залегает в глубоких частях тектонических впадин и поэтому изучена еще слабо. Выходы ее известны только у бортов некоторых впадин.

В строении этой толщи отмечается несколько литологически различных горизонтов. В бассейне р. Тора у дер. Ромадановки толща представлена белыми песками озерного типа с конкрециями железистого песчаника и пачками коричневых сланцеватых глин. На Сакмаро-Бельском междуречье в разрезах Куюргазинского, Белоглинского и других бурогольных месторождений в ней развиты зеленовато-серые и пестроцветные глины, а на юге пос. Масловского — белые пески и кварцито-песчаники.

Взаимоотношения и мощности этих горизонтов не выяснены. Общим для них является: 1) залегание ниже предуральской угленосной серии и 2) состав флоры, среди которой встречаются как вечнозеленые, так и тургайские листопадные виды вместе с некоторыми древними голосеменными. Сюда относится описанная А. Н. Криштофовичем (1932) олигоценовая флора Ромадановки с *Ginkgo adiantoides* (Unger) Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Carpinus grandis* Unger, *Cast-*

nea kubinyii К о в. и *Plantanus aceroides* Г о е р р., а также флора, обнаруженная у пос. Масловского (Мушенко, 1936; Адрианова, 1949), где встречены: *Taxodium distichum miocenum* Неег, *Pinus* cf. *Hampeana*, *Sequoia Sternbergii* (Г о е р р.) Неег, *Populus latior* А. В г., *Quercus* sp., *Acer trilobatum* А. В г., *Myrica hakeaefolia* У н г е р и *Arundo Goerpertii* (Неег).

Видимо, олигоценовыми являются также остатки флоры, обнаруженные Л. С. Тузовой (Блудоров и др., 1951) по спорово-пыльцевым анализам в пестроцветных глинах, подстилающих предуральскую угленосную серию на Бабаевском и Загребайловском месторождениях бурого угля. В них встречена пыльца: *Taxodium*, *Picea*, *Pinus*, *Sequoia*, *Betula*, *Salix*, *Fagus*, *Quercus*, *Nyssa*, *Corylus*, *Myrtus*, *Rhus*, *Podocarpus*, *Cycadales*, *Ginkgo*, споры *Osmunda*, *Sphagnum* и других растений.

Иного типа флора встречается в более высоких горизонтах олигодена, представляющих собой тюльганскую свиту предуральской серии (Яхимович, 1958).

Тюльганская свита представлена озерными белыми и светло-серыми, иногда желтоватыми кварцевыми мелкозернистыми песками и алевритами. В нижней части ее всегда встречаются слои грубозернистых песков, местами ожелезненных, а также галечников из белой, черной кремневой и кварцевой гальки. В верхних горизонтах свиты наблюдаются прослойки и пачки сильно слюдястых обычно алевритистых или песчаных глин и линзовидные прослойки бурого угля. Мощность угольных прослоев определяется в 0,1—1 м и только в отдельных местах достигает 3,5—12 м. В таких случаях угольные пачки, соединяясь, образуют залежи сложного строения, а среди углевмещающих пород возрастает роль глин.

Тюльганская свита имеет довольно широкое распространение в Предуралье. Местами она уцелела на южном склоне Уфимского плато, где залегает в карстовых и эрозионно-карстовых углублениях древнего рельефа, развитого в основном на артинских известняках. Мощность ее здесь от 2 до 15 м (Дуван, Апрегово, Каирово, Бартым и др.).

В северной части Предуральской депрессии эта свита тоже выполняет впадины карстового и эрозионно-карстового типа, залегая или непосредственно на кунгуре, или на сохранившихся в тех же впадинах морских верхнемеловых и эоценовых отложениях. Участки распространения ее известны на левобережье р. Белой у деревень Ушкатлы, Талаевки, Бишкаин и Желановки и др., а также на правобережье той же реки в Зилимском, Байгузинском, Явгильдинском и Ромадановском месторождениях бурого угля.

Южнее широты г. Стерлитамака тюльганская свита залегает в эрозионно-тектонических впадинах, осложненных выходами кунгурских гипсов, на размытой поверхности красноцветных уфимских отложений, а также на морском мелу или эоцене и реже непосредственно на кунгуре. Обнажения пород этой свиты можно наблюдать только в бортовых частях впадин, где они приподняты к поверхности и в той или иной степени вскрыты эрозией. На Ашкадар-Сухайлинском и Сухайлинско-Бельском междуречьях тюльганская свита обнажается в нижнем течении ручья Ташлыяр и вскрыта буровыми скважинами на Варваринском, Ново-Введенском, Ново-Казанковском, Самородовском, Ротат-башевском и других месторождениях бурого угля.

В западной части Сакмаро-Бельского междуречья к описываемой свите, а может быть, отчасти к эоцену следует отнести выходы белых песков у сел Ново-Алексеевки, Загребайловки и Урая. Эти отложения вскрыты многочисленными скважинами. Они обнажаются по ручьям Юшатырь-Башу, Бабаю, Сандину и Шайтанке, а также известны на

Таблица 16

Список растений, встречающихся в основном флорносомном горизонте
(верхние слои тюльганской свиты)

Наименование видов	Местонахождение							
	Романа-новка*	Суракай	Ташлыяр	Ушкаты	Сахановка	Саморо-довка	Западно-Ермолаев-ский уча-сток	Михелев-ский уча-сток
<i>Ginkgo adiantoides</i> (Ung.) Heer.	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pinus Thomasiana</i> (Goepp.) E. Reichenbach	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Sequoia Langsdorfii</i> (Brongn.)	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Taxodium distichum miocenum</i> Heer	+	+	+	+	+	-	+	+
<i>Glyptostrobus europaeus</i> Heer	+	-	+	+	-	+	-	-
<i>Monocotyledoneae</i> cf. <i>Cypripites reticulatus</i> Heer	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Cyperacites</i> sp.	-	-	-	-	-	-	+	-
<i>Phragmites oeningensis</i> A. Br.	-	+	-	-	-	-	-	-
Gramineae gen.	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Potamogeton</i> sp.	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Salix</i> sp. cf. <i>sp. varians</i> Goepp.	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Populus balsamoides</i> Goepp.	-	-	+	-	-	-	+	-
<i>Comptonia oeningensis</i> Heer	-	+	-	+	-	-	-	-
<i>C. vindobonensis</i> Ett.	-	-	-	-	+	-	+	-
<i>Juglans acuminata</i> A. Br.	-	+	-	+	-	-	-	-
<i>Hicoria rhiphaeica</i> Kryshch.	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Carpinus grandis</i> Unger	+	+	-	-	-	-	-	-
<i>Betula</i> cf. <i>prisca</i> Ett.	-	-	-	+	+	-	-	-
<i>B. macrophylla</i> Heer	-	-	-	+	+	-	-	-
<i>Corylus</i> sp.	-	-	-	+	+	-	-	-
<i>Alnus kefersteinii</i> (Goepp.)	-	+	+	+	-	-	-	-
<i>Fagus Antipovii</i> Heer	+	+	-	+	-	-	-	+
<i>F. Deucalionis</i> Unger	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>F. orientalis</i> Lipsky var. <i>fossilis</i>	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Castanea kubinyii</i> Kov.	+	+	-	+	+	+	-	+
<i>C. atavia</i> Unger	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Guercus castaneaefolia</i> Goepp.	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Q. neriifolia</i> A. Br.	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>G. Nimrodi</i> Unger.	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>Liquidambar europaeum</i> A. Br.	-	+	-	+	+	-	-	-
<i>Platanus aceroides</i> Goepp.	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Rhus quercifolia</i> Goepp.	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>Ilex</i> sp.	-	-	-	-	-	-	+	-
<i>Aser</i> sp.	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Myrtsine doryphora</i> Unger	-	-	-	+	-	+	-	-

* Флора Ромадановки относится к более древним, чем тюльганская свита, горизонтам олигоцена

ручье Казлаир-Баш у хут. Прокопьевского, на Масловском, Свиридовском и Тимашевском месторождениях бурого угля вблизи одноименных поселков.

В восточной части Сакмаро-Бельского междуречья тюльганская свита хорошо сохранилась в ряде крупных грабен — Суракайском, Филипповско-Белоглинском, Тугустемирском, Тюльганском, Яман-Булакском, Хабаровском, а также на Кривлевской, Урман-Ташлинской, Товакановской, Макарьевской, Матвеевской, Белоглинской и других впадинах, где вскрыта многочисленными буровыми скважинами. Обнажения этой свиты известны в долине р. Бол. Ика и у пос. Ик-Назаркино, в окрестностях сел Спасского и Поляковки, в долине р. Ташлы у поселков Караберды и Михайловки, в долине р. Яман-Булак в оврагах у деревень Козловки и Елшанки, у пос. Бобринского. Эти отложения известны также у сел Разномойки (в колодцах и погребях), Ново-Алексеевки, Егоровки, Боклинки и в других местах.

Здесь, на Сакмаро-Бельском междуречье тюльганская свита имеет максимальную мощность (до 70—90 м). Тонкие угольные прослойки в верхних горизонтах свиты встречаются во многих разрезах, но промышленную мощность (3—12 м) они приобретают только в южной части Предуральской депрессии.

К верхней части свиты приурочен основной флороносный горизонт, к которому относятся почти все известные в Предуралье находки тритичных растений, описанные А. Н. Криштофовичем в основном как аквитанские. Состав этой ископаемой флоры приведен в табл. 16. Характерными чертами спорово-пыльцевого комплекса тюльганской свиты являются: 1) большое количество пыльцы кипарисовых, таксодиевых и сосны из семейства *Harporhylon*; 2) высокое содержание широколиственных родов; 3) постоянное присутствие ольхи и в меньшем количестве березы; 4) наличие небольшого количества пыльцы древних хвойных (*Ginkgo* и *Podocarpus*), а также платана; 5) присутствие отдельных элементов полтавской флоры и некоторых теплолюбивых растений: *Myrtaceae*, *Buxus*, *Plex*, *Sterculia*, *Cornus*, *Magnoliaceae*, *Oleaceae*, *Ailanthus*, *Parrotia*, *Diospyros* *Rhus*.

Таким образом, по найденным отпечаткам листьев и спорово-пыльцевым анализам флора тюльганской свиты характеризуется как тургайская широколиственная листопадная, содержащая большое количество хвойных, особенно кипарисовых и таксодиевых, и небольшую примесь древних голосеменных (*Ginkgo* и *Podocarpus*), платана и вечнозеленых растений (*Myrtus*, *Sterculia*).

Большое литологическое сходство тюльганской свиты, охарактеризованной аквитанской флорой, с подстилающими ее олигоценовыми отложениями, а также более тесная связь аквитанской флоры с олигоценовой, чем с «бурдигальской» (по А. Н. Криштофовичу) и, наконец, спорное положение самого аквитанского яруса в стратиграфической шкале позволили присоединиться к мнению тех исследователей, которые относят аквитанский ярус к верхнему олигоцену и считают тюльганскую свиту верхнеолигоценовой (Яхимович, 1947, 1950, 1958).

Более молодые свиты предуральской угленосной серии в значительной степени условно относятся к неогену.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

К неогеновой системе в Предуралье относятся три верхние свиты предуральской угленосной серии условно миоценового возраста — куюргазинская, подушкатлинская и ушкатлинская, а также плиоценовые отложения, представленные кинельской свитой, морским ачкагылом,

труднорасчленяемыми пресноводными позднеакчагыльскими и апшеронскими (домашкинскими) отложениями и общесыртовой свитой верхнеплиоценового — нижнеплейстоценового возраста.

Однако ввиду отсутствия сколько-нибудь заметной геологической границы между неогеновой и четвертичной (антропогеновой) системами (граница этих систем проходит где-то внутри общесыртовой свиты), сходства состава фауны и флоры верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений, а также общей неразрешенности вопроса о границе неогена и антропогена на территории СССР, описание верхнеплиоценовых отложений из этой главы исключается. Характеристика заведомо акчагыльских горизонтов кинельской свиты, морского акчагыла и более молодых, верхнеплиоценовых отложений приводится в следующей главе.

Куюргазинская свита представляет собой комплекс озерно-болотных образований, залегающий непосредственно выше тюльганской свиты и обычно связанный с нею постепенным, но довольно четким переходом. В бортовых частях впадин на границе этих двух свит фиксируются следы размыва. Обычно на белых кварцевых песках тюльганской свиты в центральной части впадины залегают мощная буроугольная залежь (Бабаевское месторождение), местами их разделяет пласт светло-серых плотных вязких, реже слоистых алевролитистых глин той или иной мощности. Максимальная мощность (18 м) подугольных глин известна на Тюльганском месторождении.

На всей обширной территории Предуралья куюргазинская свита представлена в основном светло-серыми и серыми чистыми (тонкоотмученными) плотными вязкими жирными глинами. Эти глины обычно неслоистые, содержат обломки лигнита разных размеров и вмещают залежи бурого угля. Вблизи буроугольных залежей, а также внутри последних (при их сложном строении) встречаются слои темно-серых и черных углистых глин мощностью до 20—40 см, а иногда и в несколько метров. В нижней части свиты имеются прослои глинистых песков и песчаных глин. Они встречаются также в зоне выклинивания буроугольных залежей на периферии месторождений.

Строение буроугольных залежей, связанных с куюргазинской свитой, на различных месторождениях неодинаково, что объясняется местными особенностями развития впадин, вмещающих месторождения бурых углей, т. е. различным временем и характером погружения их дний в период формирования угольных залежей.

Отпечатки растений в куюргазинской свите встречаются реже, чем в тюльганской, но спорово-пыльцевые спектры углей очень богаты. Среди находок флоры, сделанных на Куюргазинском и Байгузинском (Клюквин, 1938), а также на Ворошиловском (Адрианова, 1950) месторождениях бурого угля, А. Н. Криштофовичем определены: *Pinus Thomasiana* (Гоерр.) E. Reich., *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Salix* sp. cf. *sp. varians* Гоерр., *Comptonia vindobonensis* Ett., *Populus balsamoides* Гоерр., *Carpinus grandis* Ung., *Fagus orientalis* Lipsky var. *fossilis*, *Quercus castaneaefolia* Гоерр., *Castanea atavia* Ung., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Acer* sp.

В. И. Барановым в углях Наумкинского месторождения определены: *Castanea atavis* Ung., *Quercus* sp. и *Corylus* sp. (Бурковская и Челноков, 1952).

Из углей Куюргазинского месторождения А. В. Ярмоленко определена древесина *Taxodioxylon sequoianum* Mercl. Среди углей Бабаевского месторождения при палеокарпологических исследованиях П. А. Никитиным обнаружены: *Cocconites araneasus* var. *juvenalis* Nik. и *Reticulites regularis* Nik., а Т. Д. Колесниковой из углей Бабаев-

ского, Тюльганского, Хабаровского и Молокановского месторождений определены *Sequoia sempervirens* Endl. (большое количество веточек и обломки древесины), *Glyptostrobus europaeus* Heer (большое количество веточек), *Chamaecyparis* sp. (лигнизированный обломок небольшого плода), плоды: *Caldesia proventitia* Nik., семена *Brasenia tuberculata* C. et E. M. Reid., *Brasenia peltata* Pursh. и *Menyanthes* cf. *parvula* Nik., эндокарпии: *Aralia* sp., *Myrica Suppanii* Kirch., *Proserpinaca reticulata* C. et E. M. Reid и сережки *Betula* sp.

Общий состав спорово-пыльцевых спектров из куюргазинской свиты (И. М. Покровская, А. А. Чигуряева, Н. Н. Сигова) в отличие от спектра тюльганской свиты характеризуется: 1) более широким развитием спор (*Sphagnum*, *Lycopodium* Polypodiaceae, *Osmunda*); 2) повышенным содержанием пыльцы *Pinus* sec. *Haploxylo*n, кипарисовых и таксодиевых при широком распространении пыльцы *Abies*, *Picea*, *Tsuga* и общем увеличении хвойных; 3) исчезновением пыльцы древних голосеменных *Ginkgo* и *Podocarpus*, а также *Platanus* и вечнозеленых (*Myrtilus* и др.); 4) пониженным, содержанием пыльцы *Acer*, а в верхней части разреза — *Zelkova*; 5) повышенным содержанием пыльцы *Betula*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Tilia*, *Rhus*, *Nyssa*, *Ericaceae* и *Ailanthus*. Кроме того, для куюргазинской свиты характерно появление *Brasenia tuberculata* C. et E. M. Reid., *Brasenia peltata* Pursh., *Caldesia proventitia* Nik., *Proserpinaca reticulata* C. et E. Reid и *Menyanthes* cf. *parvula* Nik.

Таким образом, флора куюргазинской свиты — это тургайская флора в ее расцвете, но наряду с широколиственными листопадными видами в ней отмечается значительное содержание хвойных. Эту флору А. Н. Криштофович рассматривал как бурдигальскую. К нижнему миоцену она отнесена и изучавшими ее палинологами; поэтому возраст куюргазинской свиты принимается как нижнемиоценовый (Яхимович, 1958 и др.).

Подушкатлинская свита представлена также озерно-болотными, окрашенными в серые тона отложениями. Обычно в составе свиты выделяются две пачки. Нижняя пачка песчано-гравийно-галечная представлена серыми разнотерными песками с гравием и линзами галечника (в нижней части), а также с прослоями алевроитов, песчаных углистых глин и тонкими (0,01—1 м) пластинами углей. Мощность ее резко меняется от 4 до 40 м, составляя в среднем 22 м. Верхняя пачка состоит из светло-серых и буроватых огнеупорных глин, вмещающих буроугольную залежь мощностью 1—15 м, иногда до 60 м. При наличии мощной залежи бурого угля глины образуют лишь линзы в зоне ее выклинивания. Мощность этой пачки от 10 до 60 м.

Подушкатлинская свита залегает на размытой поверхности более древних отложений, но местами в глубоких частях впадин этот разрыв не выражен. С этой свитой связаны основные запасы углей месторождений, расположенных к северу от Сакмаро-Бельского водораздела.

Спорово-пыльцевые спектры из подушкатлинской свиты по сравнению со спектрами из куюргазинской свиты характеризуются: 1) преобладанием пыльцы лиственных древесных пород над пыльцой хвойных; 2) преобладанием пыльцы сосновых над пыльцой таксодиевых; 3) примерно равным соотношением пыльцы *Pinus* sec. *Haploxylo*n и *Pinus silvestris*; 4) почти равным соотношением пыльцы широколиственных пород (*Juglans*, *Fagus*, *Quercus*, *Castanea*, *Tilia*, *Acer*) и пыльцы более холодоустойчивых мелколиственных пород (*Salix*, *Betula*, *Alnus*); 5) резким снижением количества пыльцы *Cupressaceae*, *Taxodiaceae* и *Pinus* sec. *Haploxylo*n; 6) постоянным присутствием пыльцы *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, а также *Rhus* и *Ericaceae*; 7) снижением количества

пыльцы *Carya*, *Plex* и *Nyssa*; 8) содержанием травянистых до 1%. Возраст свиты условно принимается как среднемиоценовый.

Ушкательская свита залегает на резко размытой поверхности не только трех нижележащих свит, но и на более древних отложениях — до артинских включительно. В основании она представлена аллювиальными галечниками, а выше — озерными глинами с бобовиными бурою железняка и прослоями сидерита или белыми песчаными глинами и глинистыми песками с характерными пятнами пестроцветной окраски (красной, бурой, фиолетовой, сиреневой и желтой различных оттенков). Обычны бледные тона окраски. Местами в озерной фации выделяются участки заболачивания, и тогда в глинах встречаются линзы углей.

Эта свита отличается непостоянством литологического состава даже в пределах одного и того же месторождения. Однако на всех месторождениях она представлена одним и тем же комплексом пород, залегающих в различных соотношениях друг с другом. Мощность в среднем 15—30 м. В основании их обычно хорошо выражен базальный галечник или имеются явные следы размыва.

В северной и средней частях района, особенно на Ашкадар-Сухайлинском междуречье, ушкательская свита представлена мощной толщей светлоокрашенных галечников, содержащих тонкие прослои и линзы белых алевритов и разнозернистых песков, тоже участками пестро окрашенных солями и гидроокислами железа. Мощность их 30 м.

В южной части Предуральской депрессии галечники развиты только в основании свиты. Они ложатся на размытую поверхность различных горизонтов угленосных отложений. Мощность галечникового слоя здесь 1—8 м. Местами аллювиальные галечники (фации русла) замещаются глинистыми песками с рассеянным в них гравийным и галечным материалом или озерного типа песчаными и чистыми глинами с гравием и галькой. Однако всегда в основании толщи, даже там, где озерные глины этой свиты непосредственно покрывают куюргазинскую или подушкательскую угленосную свиту, встречается тонкий слой (хотя бы в 3—10 см) галечника, залегающий в углублениях размытой поверхности угленосных отложений. Иногда в нижней части свиты встречаются слои зеленовато-серых и синеватых пиритизированных глин, характеризующих застойные участки водоема. Местами в северной части Предуральской депрессии (Аургазинский, Стерлитамакский и другие районы Башкирской АССР) среди глин попадаются прослои углистых глин и глинистых углей.

Мощность свиты составляет 10—50 м и только в отдельных случаях достигает 80 м.

По палеоботанической характеристике ушкательская свита близка к подушкательской ворошиловской, однако спорово-пыльцевые комплексы их не тождественны.

В ушкательской свите на ручье Карагаң (приток р. Сухайли) О. С. Адриановой (1940) собраны отпечатки растений, среди которых А. Н. Криштофович определил *Taxodium distichum miocenum* Heeg и массу листьев *Alangium aequalifolium* Krysh. et Bog., ранее описанного им из предположительно миоценовых отложений Западной Сибири. Спорово-пыльцевые спектры этой свиты небогаты. В них в отличие от спектров подушкательской свиты значительно уменьшается содержание пыльцы кипарисовых и таксодиевых. Характерно широкое распространение ели и примерно равное соотношение пыльцы *Pinus* sec. *Haploxylon* и *P. silvestris* (чаще последняя преобладает над первой). Типично сокращение группы широколиственных пород и более

высокое содержание (преобладающая роль) пыльцы *Salix*, *Betula* и *Alnus*. Содержание пыльцы травянистых в ушкатлинской свите повышается до 5%. В общем, этот комплекс имеет сходство с комплексом, обнаруженным в ергенинской свите. Следует отметить, что в Предуралье со времени формирования ушкатлинской свиты намечаются первые заметные следы трансформации тургайского флористического комплекса. Более молодые отложения содержат в основе своей уже современную флору умеренных широт северного полушария.

Ушкатлинская свита венчает разрез предуральской угленосной серии. В современном рельефе Предуральской депрессии ушкатлинские галечники с линзами песков и пестроцветных глин часто обнажаются непосредственно на поверхности междуречий. Они значительно эродированы и несут глубокие следы выветривания. В депрессиях же эти галечники перекрыты плиоценовыми отложениями и иногда значительно или полностью уничтожены предкинельской эрозией. Поэтому возраст ушкатлинской свиты с большей уверенностью рассматривается как верхнемиоценовый, вероятно всего отвечающий первой половине верхнемиоценового времени.

Таким образом, возраст предуральской серии в целом определяется в настоящее время ее стратиграфическим положением (между какой-то частью олигоцена, на размытой поверхности которого она залегает, и перекрывающим ее плиоценом), а также возрастом найденной в ней флоры. При этом следует напомнить, что основной флороносный горизонт этой серии, охарактеризованный аквитанской (верхнеолигоценовой) флорой, залегает в верхней части тюльганской свиты и характеризует время начала угленакопления в Южно-Уральском бурогольном бассейне.

На границе предуральской угленосной серии и перекрывающих ее плиоценовых отложений (кинельская свита) в Предуралье происходят существенные палеогеографические изменения. Накоплению кинельской свиты предшествовал интенсивный врез речной сети, имевший место не только в Башкирском Предуралье, но и в пределах южной и восточной окраин Русской платформы. Этот врез был обусловлен резким понижением уровня базиса эрозии в послепонтийское время, когда Каспий отделился от Эвксинского бассейна, а также местными поднятиями, особенно ясно выраженными в районе Общего Сырта. С этим временем связывается заложение системы великих палео-рек Русской платформы. В Башкирском Предуралье закладывается основа современного рельефа, при этом восточная окраина Общего Сырта (Сакмаро-Бельское междуречье) поднимается на высоту до 400 м. В полном соответствии с этим находятся мощности кинельской свиты, выполняющей погребенную палеоречную сеть, местами превышающие 300 м. Такие древние долины обнаружены в настоящее время в долинах рек Белой и Сакмары и на многих их притоках — Нижней Чебеньке, Нугуше, Инзере, Зилиме, Уфе, Салдыбаше и др.

Кинельская свита представлена в основании аллювиальными, а выше мощными озерными и лиманными отложениями, в составе которых в Башкирском Предуралье выделяется шесть литологически и генетически самостоятельных горизонтов, стратиграфическое значение которых еще полностью не изучено. Нижние три горизонта, наиболее полно развитые и изученные в верховье р. Нижней Чебеньки (бассейн Сакмары), получили название первый, второй и третий чебеньковские, а верхние горизонты, палеонтологически охарактеризованные в бассейне р. Белой, названы по местным географическим пунктам карламанским, кумурлинским и зилим-васильевским (Яхимович, Немкова, Попова-Львова, 1961).

Первый чебеньковский горизонт представлен в нижней части аллювиальным галечником, а в верхней — пестроцветными песчанистыми глинами с маломощными прослоями глинистых песков и гравия. Окраска глин зеленовато- или буровато-серая с коричневыми и красно-бурными пятнами или красно-бурая с зелеными и голубовато-серыми пятнами. Эти образования озерные или наземного типа. В верхней части их на Хабаровском месторождении бурого угля А. С. Хоментовским найдены остатки нижнеплиоценовой (?) антилопы (определение Н. Н. Соколова). Мощность горизонта 20—40 м. В Хабаровском грабене этот горизонт залегает на размытой поверхности ушкатлинской свиты.

Второй чебеньковский горизонт залегает на размытой поверхности первого, а местами и на более древних отложениях. Он представлен бурыми глинистыми песками различной зернистости с галькой кремня и кварца, линзами конгломерата и базального галечника в основании. В верхней части в песках встречаются прослой буровато-коричневой, темно-серой или зеленовато-серой глины, обычно песчанистой. Это аллювиальные отложения, в верхней части сменяющиеся озерными. Мощность горизонта 8—39 м.

В северной части Предуралья, в осевой части долины р. палео-Белой, первый чебеньковский горизонт не выражен. Там в основании кинельской свиты на размытой поверхности пермских отложений залегает 36-метровая сложно построенная толща аллювиальных галечников, состоящих из галек серых и розовых кварцито-песчаников, серых и черных кремней и известняков. Заполнителем в них служит темно-серая песчанистая глина, а ниже буровато- или темно-серый неотсортированный песок. Нередко кластический материал представлен обломками местных кунгурских выветрелых известняков. Галечники перекрываются коричневыми глинами, характерными для верхней части второго чебеньковского горизонта.

Эти аллювиальные отложения напоминают шешминский горизонт кинельской свиты в долине Камы, но считать их полными возрастными аналогами преждевременно. Не исключена возможность, что в этой аллювиальной толще наложены друг на друга две аллювиальные пачки, т. е. аллювий первого и второго чебеньковских горизонтов, а разделяющие их на Хабаровке пестроцветные глины здесь размыты. К сожалению, биостратиграфических данных по этой части разреза нет.

Третий чебеньковский горизонт в бассейне палео-Сакмары представлен мощной толщей озерных зеленовато-серых, серых и серовато-зеленых глин, то плотных аргиллитоподобных, то алевритистых и песчаных. В них встречаются мергельные и сидеритовые конкреции, прослой карбонатного алеврита и изредка вкрапления вивианита. К нижней части этого горизонта приурочена угленосная пачка, сложенная темно-серыми, буровато-серыми и зеленоватыми глинами с пластиками глинистого тонкослоистого бурого угля темной окраски. Общая мощность горизонта 65—140 м, в том числе угленосной пачки 15—32 м. В бассейне р. Белой в пределах Архангельского и Кармаскалинского районов Башкирской АССР мощность этого горизонта уменьшается до 8—35 м и угленосная пачка в нем отсутствует, однако севернее, в бассейне р. Уфы, она появляется снова.

При палеокарпологических исследованиях (Дорофеев, 1960) в этом горизонте (в основном в угленосной пачке) обнаружена несомненно плиоценовая доакчагыльская, так называемая кинельская флора с *Typha pliocenica* Doroф., *Potamogeton baschkiricus* Doroф., *P. palaeocompresus* Doroф., *P. trichophyllus* Doroф., *Hypericum ovale* Doroф., *Epipremnum crassum* C. et E. M. Reid., *Decodon globosus* (Reid.)

Nikit., *Aldrovanda Eleanorae* Nikit., *Weigela Kryshstofovichiana* Dogof. и небольшой примесью широко распространенных современных видов. Эта флора обнаружена в бассейне Сакмары (Хабаровки), на р. Нугуше у с. Верхне-Ташева, а также в долине правого притока Уфы — р. Изяка (Средний Изяк). Возраст ее П. И. Дорофеев рассматривает как понт-киммерийский, отмечая при этом, что подобного типа флоры поднимаются до низов акчагыла.

В период формирования третьего чебеньковского горизонта на юге Предуралья (Оренбургская область) в бассейне палео-Сакмары была лесостепь: сосновые и смешанные широколиственные (с дубом и липой) леса чередовались с растительностью открытых пространств (Немкова, 1960). На севере же в бассейне Палео-Белой в пределах Архангельского, Кармаскалинского и Уфимского районов Башкирской АССР в это время произрастали елово-сосновые леса с примесью лиственных древесных пород при значительном развитии травянистой растительности, видовое разнообразие и количество которой заметно сокращается вверх по разрезу.

В зеленых глинах третьего чебеньковского горизонта встречаются отпечатки рыб, остатки ракообразных и крупные раковины: *Unio*, *Viviparus* и *Dreissensia*, не определенные до вида. Присутствуют в них и широко распространенные в плиоцене роды остракод с отдельными доакчагыльскими элементами (*Cypria pseudoarcta* М. Ророва).

Описанных три нижних горизонта кинельской свиты залегают только в главных, наиболее глубоко врезанных палеоречных долинах, тогда как более высокие горизонты этой свиты — карламанский, кумурлинский и зилим-васильевский — выходят за пределы основных долин в их притоки и даже покрывают низкие междуречья. Они охарактеризованы уже фауной куяльнико-акчагыльского типа и будут рассмотрены в следующей главе.

Возраст первого, второго и третьего чебеньковских горизонтов кинельской свиты пока точно не определен. По их стратиграфическому положению и ископаемой флоре он может рассматриваться пока лишь в интервале от понта (?) до низов куяльника включительно.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (АНТРОПОГЕНОВАЯ) СИСТЕМА ЮЖНОГО УРАЛА И ПРЕДУРАЛЬЯ

Образовавшаяся в верхнем миоцене в Предуралье и Южном Урале глубоко врезанная гидрографическая сеть к началу верхнего плиоцена уже была частично выполнена континентальными осадками, сформировавшимися здесь в конце нижнего (?) плиоцена и в среднем плиоцене, т. е. в эпоху преакчагыльских опусканий. Начало верхнего плиоцена ознаменовалось значительным расширением разветвленной сети лиманов, вызванным повышением уровня Каспийского бассейна в связи с развитием акчагыльской ингрессии. Отмечено двукратное появление в них солоноватоводной фауны. Последняя обнаружена в верхних слоях карламанского горизонта кинельской свиты (I фаза ингрессии) и в отложениях максимума акчагыльской ингрессии (II фаза), лежащих на зилим-васильевском горизонте той же свиты.

На восточном склоне Южного Урала в верхнем плиоцене существовала сеть озер, осадки которых сохранились местами в долине р. Урала и на высоких террасах (на 50—75 м выше современного их уровня). Эти осадки содержат скульптированные инициониды левантинского типа (Аккермановка), но достоверные аналоги различных горизонтов кинельской свиты, акчагыльских и апшеронских отложений среди верхнего плиоцена Зауралья пока неизвестны.

После ачкагыльской ингрессии море не проникало даже в Южное Предуралье, поэтому все более молодые отложения имеют на Южном Урале исключительно континентальный характер. Основной областью аккумуляции в конце плиоцена и в плейстоцене по-прежнему оставалась Предуральская депрессия, так как мощности развитых в ней отложений указанного возраста значительно превышают известные в межгорных впадинах и долинах рек центральной части Южного Урала и его восточного склона.

Южный Урал и его предгорья не покрывались ледником даже в эпоху максимального оледенения Русской платформы, в связи с чем плейстоценовые и голоценовые отложения имеют здесь перигляциальную или экстрагляциальную природу. Лишь в центральных районах Южного Урала на отдельных вершинах высоких хребтов в ледниковые эпохи могли существовать небольшие леднички. Обычно же на водораздельных возвышенностях и их склонах развиты коллювиальные, элювиальные, элювио-делювиальные, пролювиальные и солифлюкционные образования. Наиболее же широко распространенными и мощными являются озерные, аллювиальные и перигляциального типа делювиальные осадочные комплексы, слагающие плейстоценовые и голоценовые террасы древних и современных рек.

Названные выше генетические типы четвертичных (антропогеновых) отложений образуют в ярусах различного возраста многообразные и сложные сочетания, что при неоднократном проявлении в районе разномасштабных дифференцированных молодых движений земной коры сильно затрудняет разработку единой стратиграфической схемы. В связи с этим приведенное ниже сопоставление местных стратиграфических схем горной части западного и восточного склонов Южного Урала и Предуралья (табл. 17) следует рассматривать лишь как первый опыт их корреляции. Кроме того, основываясь на биостратиграфических материалах, полученных при разработке стратиграфической схемы Предуралья, оказалось возможным предварительно увязать ее со схемой каспийских отложений.

Следует отметить, что приведенные в таблице названия подразделений альпийской шкалы — *M, R, W, post W* (указанные в кавычках) не означают увязки стратиграфической схемы с альпийской. Они помещены как широко бытующие в нашей литературе термины, когда-то заимствованные от старой схемы Пенка и Брюкнера, но получившие теперь иное содержание в Западной Европе.

На Южном Урале и в Предуралье наиболее древними отложениями являются кинельские. Нижние доакчагыльские горизонты кинельской свиты описаны в предыдущей главе. К верхнему плиоцену в общепринятом его понимании относятся три верхних горизонта этой свиты: карламанский, кумурлинский и зилим-васильевский.

Ачкагыльские отложения, обычно обнажающиеся на поверхности в Южном Предуралье, залегают на размывтой поверхности различных более древних пород и представлены в морской, лиманной и лимнической фациях.

Апшеронские отложения в Башкирском Предуралье выделены в значительной степени условно, так как представлены в континентальных фациях и содержат лишь пресноводную фауну, имеющую довольно широкое развитие в плиоцене и плейстоцене.

Верхнеплиоценовые отложения проникают в горную часть западного склона Южного Урала лишь по наиболее крупным долинам рек. На восточном склоне Южного Урала, как уже указывалось выше, известны лишь нерасчлененные континентальные отложения небольшой мощности, условно относимые к верхнему плиоцену.

Общесыртовая свита залегает на размытой поверхности различных по возрасту отложений — от пермских до нижнеапшеронских. Генезис этой свиты не вполне ясен; местами эти отложения имеют явно озерный характер (глины с бобовинами), местами же (в верхней части свиты) они напоминают перигляциальные образования или мощный покровный делювий (суглинки, супеси). Они покрывают низкие междуречья и залегают на склонах долин.

К нижнему плейстоцену относятся верхние горизонты общесыртовой свиты или перекрывающие ее, но генетически тесно связанные с нею буровато-коричневые суглинки и супеси перигляциального типа с линзами галечников в нижней части разреза. В Южном Предуралье и на восточном склоне Урала они облекают низкие водоразделы, выполняя неровности древнего рельефа, а в области восточной окраины Общего Сырта (Южно-Уральский буроугольный бассейн) залегают во впадинах, венчая разрез выполняющих их мезо-кайнозойских отложений.

Более молодые отложения (средний плейстоцен — голоцен) слагают пять нижних (считая высокую пойму) аккумулятивных речных террас.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (АНТРОПОГЕНОВЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Верхнеплиоценовые отложения, широко развитые в Предуралье, известны в литературе с конца прошлого столетия. Первые сведения о них имеются в работах В. И. Меллера (1886), Ф. Н. Чернышева (1886), Е. Е. Попова (1916) и М. Э. Ноинского (1917). Затем, после тридцатилетнего перерыва они появляются в трудах А. В. Миртовой (1929—1930, 1947), Г. В. Вахрушева (1935—1940), А. П. Тяжевой (1937), О. И. Ожигановой (1940, 1941), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1943, 1944) и Н. Е. Дика (1943), а в последние годы — В. Л. Яхимович (1958д, 1959), П. И. Дорофеева (1960), В. К. Немковой (1960), Н. Н. Яхимовича (1959) и других исследователей.

Плейстоценовым и голоценовым отложениям предгорий Южного Урала посвящены работы М. М. Толстихиной (1931), Г. В. Вахрушева (1937, 1938), В. И. Громова (1941, 1948), Л. А. Юшко и К. В. Никифоровой (1937, 1940), О. И. Ожигановой (1940, 1941), Н. А. Преображенского (1939—1948), В. Л. Яхимович (1958), Н. Н. Яхимовича (1959, 1960), Н. В. и В. В. Ломакиных (1929, 1933), Н. А. Преображенского и Н. А. Плотниковой (1939—1942), О. С. Андриановой и И. В. Орлова (1943—1947), Н. Н. Соловьева (1949, 1951), И. А. Дуброва (1951), В. Л. Яхимович (1955—1956), Т. Д. Колесниковой (1957) и других авторов. Палеонтологическая основа для стратиграфического расчленения четвертичной (антропогеновой) системы Предуралья была создана трудами Г. В. Вахрушева, В. И. Громова, К. В. Никифоровой, Л. А. Юшко, Н. А. Плотниковой и Н. А. Преображенского. Такой основой явилось изучение остатков костей плейстоценовых млекопитающих.

Кинельская свита, впервые выделенная в Башкирском Предуралье А. В. Миртовой (1947), а в районе г. Уфы в долинах рек Белой и Шугуровки А. В. Смирновым (1937) и О. И. Ожигановой (1940, 1941), в последние годы обнаружена В. Л. Яхимович (1958) в переуглубленных частях долин многих рек бассейнов Белой и Сакмары.

В Южном Предуралье к верхнему плиоцену отнесены верхние горизонты кинельской свиты — карламанский, кумурлинский и зилим-васильевский.

Карламанский горизонт представлен ленточными глинами светло-серой, темно-серой, серовато-зеленой, темно-зеленой и иногда корич-

невой окраски. Слоистость выражена чередованием тонких светлых и темных (более тонкодисперсных) слоев; местами на плоскостях напластования встречаются пленки светлого алеврита. Обычно четко выражены две пачки ленточных глин, разделенные менее тонко наслоенными глинами, содержащими конкреции сидерита. Местами в основании его прослеживаются песчаные слои. Мощность этого горизонта в различных разрезах меняется от 10 до 30 м, но обычно она составляет 18—27 м.

Характерной особенностью этого горизонта является ингрессивное залегание. Он развит не только в контурах основных докинельских долин (где лежит непосредственно на третьем чебыньковском горизонте), но и выходит за их пределы в мелкие притоки древней гидрографической сети и понижения на междуречьях. Здесь карламанский горизонт залегает непосредственно на палеозойских породах (например, в низовье ручья Симки у пос. Нижний Чандар) и имеет в основании слой базального галечника.

По спорово-пыльцевым анализам (Немкова, 1960, 1961) растительность времени образования ленточных глин карламанского горизонта характеризуется появлением еловой тайги с небольшой примесью пихты и тсуги, при еще значительном развитии широколиственных пород (липа, вяз), видимо, в виде подлеска.

В этом горизонте редко встречаются раковины *Unio* sp., *Dreissenia* sp., *Viviparus* cf. *orientalis* Р о р о в и остатки насекомых, но часто присутствуют остракоды. Характерно появление (первое снизу в разрезе кинельской свиты) солоноватоводных видов (род *Loxococoncha*) и элементов типичной акчагыльской фауны *Limnocythere sharapovae* Schneider, вместе с широко распространенными пресноводными видами (Попова-Львова, 1961). Кроме того, в самом верхнем слое карламанского горизонта знаменательно появление своеобразных бореальных фораминифер Ю. П. Никитина), что говорит о несомненном, хотя и кратковременном, существовании в Предуралье морских условий в конце его формирования. Основная толща ленточных глин имеет озерно-лиманное происхождение.

Все изложенное выше, начиная от характера осадков и условий их залегания и кончая появлением в верху горизонта фораминифер, позволяет сделать вывод о том, что время формирования карламанского горизонта отвечает первой фазе акчагыльской ингрессии.

Ленточные глины карламанского горизонта перекрыты пресноводными застойного типа озерными осадками, выделенными в кумурлинский горизонт.

Кумурлинский горизонт представлен темно-серыми, серыми, реже голубовато-серыми алевритистыми глинами с тонкими прослоями илистого алеврита с остатками растений (детрит), вкраплениями и стяжениями вивианта. Местами (например, у пос. Кумурлы) в верхней части этого горизонта прослеживается пачка (или подгоризонт) серых мелкозернистых алевритистых глинистых песков с тонкими прослойками темно-серых песчаных глин. В основании этой пачки встречаются растительный детрит и мелкая галька. Верхние слои песка местами несут следы выветривания (вторичное выпадение гидроокислов железа в виде пятен). Общая мощность горизонта изменяется от 5,8 до 50 м, в том числе верхней песчанистой пачки — от 1,3 до 15 м.

Ко времени формирования карламанского горизонта относится новый и последний в Предуралье расцвет «кинельской» флоры. В 1942—1943 гг. она была изучена П. А. Никитиным из этого горизонта, вскрытого скважинами в долине р. Уфы. Аналогичные флоры описаны П. И. Дорофеевым (1960) из скважин, пройденных в долине р. Инзера

у поселков Кумурлы и Липовки в Архангельском районе Башкирской АССР, в том же районе в долине Мендыма у дер. Ново-Усмановки, а также в долине руч. Белекес у с. Иглино в Иглинском районе Башкирской АССР и в других местах. Это, несомненно, плиоценовые лесные флоры таежного типа, содержащие наряду с европейскими плиоценовыми и современными видами элементы арктотретичной флоры, элементы верхнемиоценовой — плиоценовой флоры, а также более южные и внеевропейские виды. Эта флора тождественна плиоценовым флорам рек Камы, Волги, Воронежа и Дона.

Ее возраст определяется П. И. Дорофеевым от понта до низов акчагылы. В Предуралье верхней границей ее распространения оказался кумурлинский горизонт.

По спорово-пыльцевым анализам (Немкова, 1960, 1961) растительность времени накопления кумурлинского горизонта характеризуется как еловая тайга с большим количеством пихты и тсуги, при сокращении роли широколиственных пород по сравнению со временем формирования карламанского горизонта. Местами была развита растительность, заселяющая каменистые склоны и обнаженные места.

Из моллюсков, обнаруженных в кумурлинском горизонте, определенных Г. И. Поповым, интересно отметить присутствие *Amphimelania aff. fossariformis* (Тю и т п.), характерных для куяльницких (нижнеакчагыльских) отложений. Вместе с ними в разрезах правобережья р. Белой у деревень Нагаево и Зинино, на междуречье Зилима и Аскына, обнаружены *Lithoglyphus aff. acutus* Sob., *Dreissensia polymorpha* var. *angustiformis* Koles., *Unio* левантинского типа и раковины других моллюсков.

• Эти пресноводные осадки застойного типа и богатые флорой, по-видимому, сформировались во время остановки первой фазы акчагыльской трансгрессии, а верхние песчаные слои отвечают максимуму этой регрессивной фазы.

Зилим-васильевский горизонт венчает разрез кинельской свиты в Предуралье. Он представлен светло-серыми, голубовато-серыми, темно-серыми и буровато-серыми глинами, в единичных прослойках голубовато-зелеными или черными. В отдельных пачках заметна слоистость, иногда ясно выраженная, тонкая, горизонтальная. В основании этого горизонта, во многих местах залегают тонкий слой черной углистой глины, указывающий на усилившееся увлажнение — заболачивание. Местами (особенно на междуречьях) в основании его встречаются следы переотложения — гравий, галька, намытый растительный детрит. Такой слой черной углистой глины обнаружен скважинами на левобережье р. Белой у дер. Сарт-Чишимы, на р. Инзере у дер. Липовки, у пос. Сахарного на левобережье р. Сима, на правом берегу р. Белой у дер. Нагаево и на левом берегу р. Уфы у с. Базилевки, на р. Изяк у пос. Шариповского и в других местах.

Флора, обнаруженная в этом слое палеокарпологическим методом (П. И. Дорофеев), отлична от кинельской. Здесь встречены *Chara* sp., *Potamogeton* cf. *paerfoliatus* L., *Alisma* sp., *Carex* sp., *Elatina alsinistrum* L., *Viola* sp. и другие широко распространенные современные виды.

По спорово-пыльцевым анализам здесь выделяются (Немкова, 1960, 1961) два подгоризонта. В нижнем подгоризонте несколько уменьшается роль темнохвойных лесов, а листопадных пород и растительности открытых пространств возрастает. Однако в верхнем — отмечается явное господство темнохвойной тайги с возрастающим значением елей и пихт при сокращении листопадных пород и травянистого покрова, местами до полного их исчезновения.

В зилим-васильевском горизонте присутствует богатый комплекс пресноводных среднеакчагыльских моллюсков. У пос. Васильевского на р. Зилиме, у дер. Нагаево на р. Белой и в других местах с этим горизонтом связаны находки: *Viviparus orientalis* P o r o v, *Clessiniola utvensis* (A n d r u s), *Micromerlania* sp., *Beithynia vucotinovi* B r u s., *Lithoglyphus* aff. *acutus* C o b., *Unio* sp. (левантинского типа). Здесь же встречен богатый комплекс остракод, в котором присутствуют широко распространенные в плиоцене пресноводные виды вместе с солоноватоводными и акчагыльскими морскими видами (Попова-Львова, 1961).

Зилим-васильевский горизонт кинельской свиты в Предуралье имеет наиболее широкое распространение. Он обнаружен скважинами не только в палеоречных долинах, но и по системе даже самых мелких их притоков, высоко на современных междуречьях. Верхние слои его обычно в той или иной степени размыты. Известная мощность меняется от 4 до 33 м. Не остается сомнения в том, что этот горизонт сформировался во вторую (максимальную) фазу акчагыльской ингрессии от ее начала до максимума. В последнее время это мнение получило убедительное подтверждение. В долине р. Изьяка близ пос. Шариповского скважиной вскрыт следующий разрез (сверху вниз):

1. Глина серовато-зеленая, прослоями коричневая плотная, вязкая	11,4 м
2. Глина темно-серая с зеленоватым оттенком тонкослоистая, ниже серая с раковинами гастропод. В основании слоя (10 см) вновь темно-серая, содержит раковины пресноводных моллюсков	7,1 "
3. Глина серая с раковинами <i>Viviparus</i> sp. и других гастропод	1 "
4. Песок светло-серый глинистый с остатками растений и крупными <i>Viviparus</i> sp.	1 "
5. Глина серая плотная с растительными остатками и раковинами гастропод	3 "
6. Глина темно-коричневая сильно песчанистая с остатками растений	4,4 "
7. Глина черная углистая	0,2 "
8. Глина черная углистая, прослоями зеленовато-серая, с обломками серого известняка	2,7 "
9. Базальный галечник, лежащий на соликамской свите кунгура	

В этом разрезе, типичном для зилим-васильевского горизонта, нижние слои (от 2-го до 9-го включительно) являются пресноводными образованиями, содержащими растительные остатки и богатую пресноводную фауну. В верхнем же, первом слое, связанном со вторым постепенным переходом, обнаружены хорошей сохранности кариды. Это указывает на постепенный переход кинельской свиты в осадки максимальной ингрессии акчагыльского моря.

Несмотря на то, что стратиграфическое расчленение кинельской свиты еще не завершено, изложенные выше материалы позволяют предполагать, что карламанский и кумурлинский горизонты являются нижеакчагыльскими и отвечают первой фазе акчагыльской ингрессии, а зилим-васильевский — среднеакчагыльский и отвечает второй (максимальной) фазе этой ингрессии.

Морские акчагыльские отложения, отвечающие максимальной распространению акчагыльской ингрессии и фазам ее регрессии, развиты в Предуралье значительно шире контуров депрессий, выполненных кинельской свитой. Они встречаются на абсолютных отметках от 90 м (в пределах депрессий) до 220 м (на повышенных участках, испытавших молодые поднятия). Эти осадки распространены наиболее широко на высоте 140—170 м над уровнем моря.

Литологический состав акчагыльских отложений разнообразен, и пока не представилось возможным выделить и проследить в них стратиграфические горизонты, связанные с различными уровнями стояния и регрессии акчагыльского моря (как это сделано для кинельской

свиты). В настоящее время в связи с неоднократным проявлением в Предуралье молодых послекачагыльских дифференцированных движений земной коры трудно сопоставить даже давно известные, хорошо изученные разрезы.

По общеизвестным работам Ф. Н. Чернышева, Г. В. Вахрушева, А. В. Миртовой, В. П. Колесникова и др. в предуральском акчагыле описаны морская, лиманная и лимническая фации. Морская и пресноводная фауны известны здесь почти из ста пунктов в бассейнах рек Белой и Сакмары. Среди осадков морской и лиманной фаций выделен типичный акчагыльский солоноватоводный фаунистический комплекс с *Cardium* ex gr. *dombra* Andrus., *C. pseudoedule* Andrus., *C. vogdti* Andrus., *Avimactra ossoskovi* Andrus., *Av. subcaspia* Andrus., *Av. carabugasica* Andrus., *Av. venjukovii* Andrus. и др. Обычно вместе с ним встречается так же широко распространенные пресноводные моллюски: *Dreissensia polymorpha* Pall., *Bithynia tentaculata* L., *Valvata piscinalis* Müll., *Clessiniolla* sp. и др. Морские (солоноватоводные) отложения акчагыла обычно развиты по берегам долин наиболее крупных рек, а пресноводные — по периферии бассейна, в долинах притоков и на низких междуречьях.

В обнажениях акчагыльские отложения представлены разнообразно. У деревень Шареевой и Карамалы среди серых глин с прослоями песков залегают два горизонта конгломератов с известковым цементом. Южнее с. Кармаскалы в основании разреза над галечником можно видеть почти белые глинистые пески с линзами глин, а выше наблюдается переслаивание серых глин, желтовато- и зеленовато-серых песков и галечников с линзами железистых конгломератов.

Интересные разрезы вскрыты скважинами на правом берегу р. Белой западнее дер. Нагаево, где на размытой поверхности кинельской свиты залегают серовато-желтые, местами почти белые глины мощностью 23 м, богатые акчагыльскими остракодами из родов *Candona*, *Loxococoncha*, *Plyocypis*, *Candoniella*, *Cytherissa*, *Limnocythera* и др. Между деревнями Зинино и Исаково на зилим-васильевском горизонте (со следами размыва в основании) залегают толща буровато-желтых глинистых песков и серовато-желтых слюдистых глин с бобовинами бурого железняка.

Серовато-желтые и буровато-желтые ожелезненные глины с прослойками глинистых алевроитов и песков вскрываются почти всеми скважинами над кинельской свитой. Местами внутри этой толщи имеются границы размыва и перерыва. Нередко типичные акчагыльские породы вверх по разрезу сменяются желтовато- и красновато-бурными алевроитистыми глинами, содержащими тонкие прослойки мелкозернистого песка и мергельные конкреции. Эти глины могут быть верхнеакчагыльскими или даже апшеронскими. Общая мощность акчагыльских отложений пока не установлена.

Апшеронский ярус на территории Предуралья также достоверно не датируется. А. В. Миртова, Г. В. Вахрушев и Г. Ф. Лунгерсгаузен относят к апшерону пресноводные образования, перекрывающие в долине р. Белой морской акчагыл и представленные толщей розовато-коричневых и темно-серых глин с растительными остатками и пресноводной фауной. Они относят к апшерону и перекрывающие эту толщу желтые, палево-желтые и серые пески с линзами желтовато-коричневых глин и песчаников, а также венчающие разрез аллювиальные галечники с крупными разрушенными толстостенными раковинами *Unio* sp.

В списках фауны, проводимой из этих отложений, указываются крупные конические *Viviparus fasciatus* Müll. типа вивипар самарского плиоцена и куяльницких слоев, а также скульптированные униониды

левантинского типа, а вместе с ним широко распространенные в плиоцене и плейстоцене пресноводные моллюски, мало говорящие о возрасте этих отложений.

Следует признать, что отложения последней фазы регрессии акчагыла, здесь на периферии бассейна представленные континентальными фациями, пока литологически и по фауне неотличимы от континентального апшерона.

К апшерону в Предуралье могут быть отнесены также залегающие непосредственно под общесыртовой свитой озерные отложения с остатками антилопы из трибы *Tragelaphini* (Johns.) (Яхимович, 1959), обнаруженные в тектонической впадине, вмещающей Маячное буровое месторождение.

По существующей стратиграфической схеме (в рамках которой и приведен настоящий очерк) к неогеновой системе должна быть отнесена и часть общесыртовой свиты (Яхимович, 1958), возраст которой определяется как верхнеапшеронский — нижнеплейстоценовый. Эта свита плащеобразно одевает пологие склоны и низкие части междуречий. Строение ее однообразное. Она представлена буровато-коричневыми и красно-бурыми суглинками и песчанистыми глинами с прослоями супесей, песков и линзами галечников. В нижних слоях ее, в наиболее глубоких депрессиях древнего рельефа, встречаются красно-бурые, коричневые и серовато-коричневые глины с оолитами и бобовинами бурого железняка и гидроокислов марганца. Мощностъ свиты меняется от нескольких метров (в понижениях сводовой части восточной окраины Общего Сырта) до 30 м, а иногда до 75 м (на южном его склоне).

Генезис этой свиты не вполне ясен. Правда, нижние горизонты ее местами явно имеют озерный характер, но вверх эти отложения переходят в лёссовидные суглинки, очень похожие на перигляциальные плейстоценовые. В подобных лёссовидных суглинках в Бабаевском грабене были обнаружены остатки *Alces latifrons* (Johns.) (Яхимович, 1960).

После образования общесыртовой свиты, в конце нижнего плейстоцена, в связи с поднятиями юго-восточной окраины Русской платформы и Южного Урала начался новый значительный этап врезания речной сети, что привело к образованию системы долин, переуглубленных по отношению к современному. Они получили название системы «Пра-рек Русской платформы» (Горецкий, 1957, 1958). С этого времени в Южном Предуралье началось формирование комплекса низких речных террас, которое падает на средний и верхний плейстоцен и голоцен.

Средний плейстоцен. Наиболее древний осадочный комплекс сохранился в виде крупных аллювиальных галечников с линзами синевато-серых глин. Галечники залегают в основании переуглубленных долин пра-рек и представляют собой как бы базальный горизонт для всего осадочного комплекса низких речных террас в Южном Предуралье. Мощностъ галечников 3—15 м. Они обычно вскрываются буровыми скважинами, но в предгорьях, в долинах рек, секущих восточный борт Предуральской депрессии и западный склон Южного Урала, обнажаются в цоколях низких речных террас, включая пойму.

Галечники сложены крупной хорошо окатанной галькой и мелкими (до 25 см в диаметре) валунами различного состава. Кластический материал состоит из серых и темно-серых песчаников, кварцито-песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков, светлых, черных и цветных кремней, кварца, различных сланцев и метаморфических пород. Встречаются изверженные породы: гранит, габбро-диорит, порфириды и серпентинизированные перидотиты. Иногда присутствует галька глау-

конитовых и опоковидных песчаников, мела, красноцветных верхнепермских пород и черного угля. Заполнителем обычно служит голубовато-серая глина или серовато-бурый неотсортированный песок.

В долинах различных рек состав галечников неодинаков. Так, в нижнем течении р. Наказа среди галек различно окрашенных кремней, песчаников и сланцев заметную роль играют гальки кварца, габбро-диорита и гранита, а также местных верхнепермских и мезозойских пород. В среднем течении р. Сакмары (выше устья р. Бол. Ика) в составе гальки преобладают различные породы силура, девона и карбона (аргиллиты, сланцы, песчаники, известняки), встречаются также гальки зеленокаменных пород.

Описанные галечники и синевато-серые иловатые глины являются остатками аллювия пятых * террас, верхние горизонты которого обычно размыты и перекрываются более молодыми террасовыми комплексами.

Видимо, к этому горизонту аллювия относится находка остатков *Elasmotherium sibiricum* Fisch. у с. Пречистинки на р. Сакмаре (Преображенский, Плотникова, 1942). Время образования аллювия прарек рассматривается как начало среднего плейстоцена («миндель — рисс») или основание плейстоценовых отложений новой схемы В. И. Громова (лихвинский горизонт А. И. Москвитина).

Более молодые отложения образуют четвертые речные террасы. В нижней части четвертых террас залегают мелкие сероокрашенные, местами ожелезненные аллювиальные галечники, кластический материал которых в значительной части заимствован из нижележащего аллювия (пятых террас). Среди галечников встречаются линзы голубовато-серых глин. Местами последние залегают над галечниками или замещают их по простиранию, достигая мощности 1,5—8 м. В глинах встречаются растительные остатки и раковины пресноводных моллюсков. Палеокарпологические исследования Т. Д. Колесниковой (1957) показали присутствие в них флоры косоожского типа, почти нацело состоящей из современных видов растений и содержащей лишь некоторые чуждые современной местной флоре элементы, например: *Menyanthes trifoliata* L. var. *interglacialis* E n. S z a f., *Physalis alkekengi* L. и др. Спорово-пыльцевой спектр здесь оказался лесным, характерным для смешанных лесов с преобладанием хвойных (главным образом сосен—32,4%); пыльца травянистых составляет 13—15% (исследования А. А. Чиуряевой).

Выше залегают буровато-серые озерные суглинки менее застойного типа, местами содержащие прослойки песка. Растительные остатки в них бедны. Среди редко встречающихся здесь раковин моллюсков найдены: *Bithynia tentaculata* L., *B. leachi* Sherr., *B. aff. labiata* Neum., *Planorbis planorbis* L. и др. В этом же горизонте на р. Сухайле в дер. Сухаревке обнаружены кости *Elephas (Parelephes) trogontherii* Pohl. (форма переходная к *Elephas primigenius* Blum.) (Яхимович, 1960). В других местах к этому горизонту приурочены находки остатков *Bison* sp., и *Equus* sp. (Юшко и Никифорова, 1937, 1940).

Совместные находки косоожской флоры и фауны млекопитающих позднехазарского фаунистического комплекса В. И. Громова, а также присутствие раковин *Bithynia aff. labiata* Neum. позволяют определять возраст озерно-аллювиальных отложений, слагающих нижние части четвертых речных террас, как начало второй половины среднего плейстоцена («межстадиальные рисские», одинцовский горизонт схемы А. И. Москвитина).

* Принятый здесь счет террас начат с высокой поймы, которая понимается как первая терраса.

Верхние части четвертых речных террас в бассейнах рек Белой и Сакмары сложены желто-бурыми и буровато-коричневыми лёссовидными делювиальными суглинками перигляциального типа мощностью от 2 до 14 м. В основании их, на границе с описанными выше озерными отложениями, на р. Инзере обнаружены остатки *Elephas aff. trogontherii* М. Равл. (Преображенский, 1941; Громов, 1941), а в толще суглинков в разных местах *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Bison priscus* Воj., *Citellus rufescens* Keys. et Blas. (Яхимович, 1958). Эту фауну следует рассматривать как мустьерский фаунистический комплекс В. И. Громова (смещение представителей позднехазарской и верхнепалеолитической фауны), а вмещающие ее отложения относить к концу среднего плейстоцена (конец «рисса», московский горизонт схемы А. И. Москвитина).

Следует отметить, что в платформенной части Западной Башкирии четвертые террасы рек значительно деформированы и размывы, поэтому озерные отложения, слагающие нижние части четвертых террас, обычно обнажаются в цоколях более молодых речных террас. Такую картину можно наблюдать в ряде пунктов в долине р. Белой (у с. Красный Яр, у деревень Горнова, Камышинки и в других местах), а также на реках Юрюзани, Симе, Зилиме и Инзере, где среднеплейстоценовые озерные и аллювиальные отложения образуют цоколи третьих (вторых надпойменных) и вторых (первых надпойменных) террас, а местами обнажаются на пойме.

Верхний плейстоцен. Отложения верхнеплейстоценового возраста слагают третьи и вторые террасы рек, наиболее широко сохранившиеся по всей речной сети Южного Предуралья.

В основании третьих террас обычно залегают аллювиальные образования, представленные буровато-серыми и бурыми полимиктовыми разнозернистыми песками с гравием и галькой и базальным слоем в основании. Среди песков местами встречаются прослойки суглинков и глин. Реже аллювий замещает озерные отложения. Выше залегают мощная (до 15 м) толща буровато-коричневых или красно-бурых пылеватых лёссовидных суглинков массивного или слоистого сложения, которые содержат прослойки супесей и песков, а местами замещаются ими по простиранию. Встречаются линзы галечников. При отсутствии нижележащей пачки аллювия в основании толщи суглинков залегают базальный галечник, состоящий из гальки цветных кремней, песчаников и различных местных пород. В верхней части суглинков иногда наблюдается до двух-трех горизонтов погребенных почв.

Из озерно-аллювиального горизонта получены лесостепные спорово-пыльцевые спектры, характерные для смешанных лесов с преобладанием лиственных пород. Пыльца травянистых в лесных спектрах достигает 20%. В нижней части толщи лёссовидных суглинков часто встречаются остатки млекопитающих, типичных для верхнепалеолитического фаунистического комплекса В. И. Громова. На р. Уфе в районе с. Павловки, на р. Усолке у Красноусольского завода, на р. Сутолоке в районе г. Уфы и в ряде пунктов в долине р. Белой обнаружены остатки *Elephas primigenius* Blum. Из тех же террас, развитых на реках Белой, Уфе, Юрюзани, Сакмаре, Бол. Ике в толще суглинков найдены кости: *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Bison priscus* Воj., *Bos* sp., *Equus* sp., *Cervus elaphus* L. и *Camelus* sp. Наличие этой фауны позволяет рассматривать вмещающие ее отложения как перигляциальные образования, отвечающие первому верхнеплейстоценовому («вюрмскому») оледенению Русской платформы (конец первой половины верхнего плейстоцена, калининский горизонт А. И. Москвитина), а встречающиеся в их основании аллювиальные слои считать анало-

гами межледниковых («рисс-вюрмских») образований начала верхнего плейстоцена (микулинский горизонт А. И. Москвитина).

Вторые террасы рек в Южном Предуралье являются аллювиальными. В аллювии этих террас различаются типичные для современных рек фации: русловая, периферийно-русловая, пойменная, старичная и др. В основании разреза обычно залегает базальный галечник из гальки цветных и белых кремней, кварца, кварцито-песчаников, известняков и различных местных пород. В нем присутствует много обломков древесины, веток, коры, раковины гастропод и пелеципод. Выше терраса сложена полимиктовыми разнозернистыми русловыми песками или озерными (старичными) образованиями с растительными остатками, пресноводной фауной, чешуей рыб и остатками насекомых. Местами встречаются известковистые туфы. Верхнюю часть разреза обычно слагают или болотного типа черная глинистая почва, или бурые неясно слоистые лёссовидные суглинки озерно-пойменного или делювиального перигляциального типа. Общая мощность 3—7 м.

Из остатков млекопитающих в аллювии этой террасы найдены кости *Sus scrofa* L. и *Equus caballus* L. Присутствует богатый комплекс моллюсков, характерный для послеледниковых и межстадиальных вюрмских отложений (Даниловский, 1955) и богатая современная флора. Спорово-пыльцевые спектры характеризуют наличие лесной, лесостепной и степной растительности. Возраст аллювия вторых террас условно рассматривается как вторая половина верхнего плейстоцена. На многих реках Южного Предуралья аллювий вторых террас перекрывается более молодыми, голоценовыми отложениями, что позволяет выявлять зоны молодых голоценовых погружений.

Голоцен. В Южном Предуралье к голоценовым отложениям относятся аллювий первой или высокой пойменной террасы, поймы и современные русловые отложения, а также озерные, делювиальные, овражно-балочные образования и почвы.

Наиболее ранние голоценовые отложения слагают высокие пойменные террасы. В местах погружений они формируют также верхние ярусы вторых (первые надпойменные) террас. Подобные явления наложения молодых аллювиальных комплексов известны широко. На вторых террасах голоценовые осадки представлены пойменным наилком, нередко содержащим линзы и слои торфа. В других местах вместо торфа развиты один или два сближенных горизонта погребенных почв.

Торфяники на вторых террасах известны на р. Белой у деревень Карайгановой и Поповки и в бассейне той же реки на ее притоках — Сарыяз у с. Ишкарово, Куваш у с. Асяново, Лаяшты у одноименного села, Нази у дер. Каралачук, Евбазе у дер. Юкаликуль, на ручье Тюлянь у дер. Курьятмас и в верховьях р. Бол. Кидаша у пос. Бурнак. Торфяники встречаются в бассейне р. Буя (на ручье Калмыш южнее дер. Биктемирово и в других местах), а также на р. Сакмаре в устье Салмыша, у с. Кондуровки.

Аллювий первых, или высоких пойменных, террас представлен серовато-бурыми алевритистыми и мелкозернистыми песками, имеющими тонкую горизонтальную слоистость или косослоистыми. В основании этого песчаного комплекса наблюдается небольшой базальный галечный слой. Мощность осадков не превышает 3—4 м. К отложениям этого возраста местами приурочены известковистые туфы. Венчают разрез голоценовых отложений современные пойменные и русловые, озерные и озерно-болотные осадки, делювий, элювий и почвы.

Стратиграфически комплекс голоценовых осадков еще почти неизучен. В пойменном голоценовом наилке и в аллювии высокой поймы

довольно часто находят кости животных *Equus caballus*, *Bos taurus*, *Ovis aries*, *Sus scrofa domesticus*, *Citellus* sp. Известны также поздне-неолитические стоянки.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (АНТРОПОГЕНОВЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ ГОРНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО УРАЛА

В горной части Южного Урала развиты различные генетические типы четвертичных отложений, распространение и мощность которых, а также особенности вещественного состава находятся в тесной связи с рельефом. В центральных районах Южного Урала, где абсолютные высоты отдельных хребтов превышают 1500 м, в течение всего четвертичного периода проходил интенсивный процесс физического выветривания. Поэтому водораздельные возвышенности и их склоны покрыты коллювиальными, элювиальными, элювио-делювиальными и солифлюкционными образованиями, а в межгорных депрессиях и речных долинах развиты делювиальные, аллювиальные и озерно-болотные отложения. На отдельных вершинах в ледниковые эпохи, по-видимому, были местные небольшие леднички (?). Достоверные ледниковые отложения на Южном Урале не установлены.

Четвертичные отложения в горной области имеют небольшую мощность, так как вследствие интенсивных процессов денудационного сноса и эрозионного расчленения, обусловленных новейшими тектоническими поднятиями в плиоцен-четвертичное время, здесь были неблагоприятные условия для накопления и сохранения рыхлых образований.

Плохая сохранность четвертичных отложений и почти полное отсутствие в них остатков ископаемой фауны и флоры затрудняют их стратиграфическое изучение. Только применение комплекса методов исследований: геоморфологического, литологического и биостратиграфического — дало возможность составить предварительную стратиграфическую схему аллювиальных отложений.

Сведения о строении четвертичных отложений Южного Урала имеются в работах Г. В. Вахрушева (1938), Л. А. Юшко (1940), Н. А. Преображенского (1941), Л. Тюлиной (1931) и др. В последние годы (1945—1959) четвертичные образования изучались при геологических съемках и геоморфологических исследованиях, результаты которых изложены в работах Н. А. Преображенского, Н. В. Башениной, И. И. Краснова, Д. В. Борисевича, Э. И. Равского, Н. П. Вербицкой, Н. Н. Соловьева, Н. Г. Волковой и др. При описании четвертичных образований, кроме указанных выше работ, использован также очерк Г. Ф. Лунгерсгаузена (1948).

Четвертичные аллювиальные отложения Южного Урала разделяются на следующие разновозрастные горизонты: 1) плиоцен-нижнечетвертичные, сохранившиеся в речных долинах на шестой и седьмой (?) террасах; 2) нижне- и среднечетвертичные, приуроченные к пятой и четвертой надпойменным террасам; 3) среднечетвертичные, слагающие третью надпойменную террасу; 4) верхнечетвертичные, слагающие вторую и первую надпойменные террасы и 5) современные пойменные и русловые.

Аллювиальные отложения плиоцен-нижнечетвертичного возраста. Долины рек Южного Урала имеют сложное строение. Меридиональные отрезки речных долин, расположенные в межгорных депрессиях, отличаются большой шириной и лучшей сохранностью рыхлых отложений. Широко ориентированные долины обычно глубоко врезаны и имеют узкие террасы, покрытые маломощным аллювием.

На небольших участках межгорных депрессий обычно в погребенных карстовых впадинах сохранились древние континентальные отложения: образования перемытой коры выветривания, глинисто-песчаные отложения миоцена (?) и др. Более широкое распространение имеют древнеаллювиальные отложения плиоцен-нижнечетвертичного возраста (?), которые в отличие от доплиоценовых образований развиты не только в депрессиях, но также прослеживаются по долинам крупных рек на всем их протяжении от верховьев до выхода из гор.

Древнеаллювиальные отложения приурочены к широким поверхностям верхних террас, которые в верховьях рек имеют небольшую относительную высоту (до 20—40 м) и слабо врезаны в дно депрессий. В отдельных случаях древний аллювий лежит на коре выветривания или на песчано-глинистых породах миоцена (?). В глубоко врезанных долинах относительные высоты верхних террас по общему счету шестых и седьмых увеличиваются от 60 до 120 м.

Аллювиальные отложения плиоцен-нижнечетвертичного возраста представлены глинистыми и песчано-галечными образованиями с кварцево-кварцитовым составом галек.

Обломочный материал обычно хорошо окатан, но нередко плохо сортирован, и вместе с мелкими гальками в нем содержатся крупные валуны размером до 20—30 см в диаметре. Часто древнеаллювиальные отложения бывают размыты, и на поверхности высоких террас сохраняются лишь высыпки валунов и галек кварца и кварцитов. Минералогический состав тяжелой фракции древнего аллювия отличается большим процентным содержанием устойчивых к выветриванию минералов: ильменита, ставролита, циркона, хромита и др.

В древнеаллювиальных отложениях Южного Урала не найдены остатки фауны, поэтому возраст их определяется предположительно по небольшому содержанию пыльцы и спор третичных и нижнечетвертичных растений. Эти отложения выделяются также по особенностям вещественного состава, что указывает на своеобразие палеогеографических условий при их образовании.

В верхнем течении р. Ая древнеаллювиальные отложения сохранились только в виде переотложенных окатанных галек кварца и кварцитов, заключенных в делювиальные глины и суглинки. У дер. Медведовки на террасовой поверхности высотой 35—45 м лежат желто-бурые суглинки, глины и мелкозернистые пески, с мелкогалечниковыми и гравийными прослоями.

Галечный материал отличается кварцево-кварцитовым составом; изредка встречается галька метаморфических сланцев. У Петропавловского завода (Губайдуллина и Бучковский, 1941) древнеаллювиальные отложения состоят из переслаивающихся песков и суглинков с хорошо окатанной галькой кварцевого песчаника. Они подстилаются глинами, которые условно относятся к акчагылу. Ниже Петропавловского завода р. Ай течет в глубоко врезанной долине, расположенной в Айской межгорной депрессии. Древнеаллювиальные отложения здесь лежат на шестой надпойменной террасе высотой от 80 до 100 м. Мощность отложений увеличивается в местах захоронения аллювия в древних карстовых углублениях (до 5—10 м).

Здесь залегают красно-бурые суглинки, желтые и охристо-желтые песчано-глинистые галечники с окатанной галькой кварца и кварцитов. Минералогический состав тяжелой фракции характеризуется большим содержанием ильменита (45—70%) и ставролита (38—45%). В прослоях глин из этих отложений найдена пыльца: *Pinus* sec. *Diploxylon*, *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Tilia*, *Ericaceae*, *Nyssa* и споры: *Sphagnum*, *Lycopodium* и *Polypodiaceae*.

В верхнем течении р. Юрюзани древнеаллювиальные отложения также сильно размыты. Обнажения их имеются только вблизи устья р. Қалагазы, на р. Буланке, в районе дер. Веселовки и ст. Юрюзанский Завод. В этих местах террасы высотой от 40 до 60 м покрыты желто-бурными и красноцветными глинистыми и песчано-галечными отложениями с большим количеством хорошо окатанных галек и валунов кварца и кварцитов. В районе пос. Усть-Қатав, у дер. Большие Луки, у хут. Жеребчик и в других местах по долине р. Юрюзани поверхности высокой шестой террасы имеют относительные высоты 80—100 м и покрыты песчано-глинистыми кварцево-кварцитовыми галечниками небольшой мощности (1,5—2 м), которые местами сохранились лишь в виде россыпей валунов и галек. В песчано-глинистых отложениях, развитых у дер. Большие Луки, при спорово-пыльцевых анализах встречена пыльца *Picea*, *Pinus*, *Betula*, *Carya*, *Artemisia* и др.

В долине р. Бол. Инзера при выходе реки из межгорной депрессии на террасовых поверхностях высотой 40—50 м тоже имеются высыпки хорошо окатанных галек кварцево-кварцитового состава (пос. Запань и др.). У пос. Инзер сохранился маломощный покров желтых охристых галечников на террасе высотой 80—90 м. В составе обломочного материала этих отложений преобладают хорошо окатанные гальки и валуны кварца, кварцитов и выветрелых аркозовых и кварцевых кварцито-песчаников, а минералогический состав шлихов отличается большим содержанием ильменита (45%), гематита (23%), магнетита (6%), в меньшем количестве содержатся рутил (4,5%) и циркон (3,5%). Древнеаллювиальные отложения наблюдались также у устья р. Манышта (высота террасы 85—90 м), у дер. Александровки (100—110 м) и в районе пос. Бриш-Тамак (130 м).

В верховьях р. Белой древнеаллювиальные отложения лежат на высоте 20—30 м. У дер. Қарагузино обнаружены только высыпки галек кварца и кварцитов, а в районе совхоза № 3 сохранились серовато-желтые и желто-бурые глинистые галечники с хорошо и угловато окатанной галькой и валунами такого же состава.

У Тирлянского завода и у г. Белорецка долина р. Белой расположена в межгорных понижениях. Древнеаллювиальные отложения плиоцен-нижнечетвертичного возраста здесь приурочены к террасам высотой 40—45 м и представлены толщей переслаивающихся песчано-глинистых отложений красно-бурого и желтого цвета с гравием, галькой и валунами кварца, кварцевого песчаника, кварцита и сильно выветрелых метаморфических сланцев.

Ниже г. Белорецка глубина врезания долины р. Белой увеличивается. У пос. Каги на поверхности террасы высотой 70—75 м наблюдаются высыпки галек и валунов, а в неглубоких шурфах вскрыты песчаные валунно-галечные отложения мощностью до 3 м. В составе обломочного материала преобладают кварц, кварциты, кварцевые песчаники, серовато-желтые песчаники и известняки. В районе дер. Старосубханкулово древнеаллювиальные отложения лежат на террасе относительной высоты 120—125 м. Они состоят из желто-бурых песчаных гравийно-галечных отложений и ярко-желтых плотных глин с галькой кварца, кварцитов и песчаников. Мощность аллювия до 5—7 м. Галька хорошо окатана, средний коэффициент окатанности $K=0,45$. Минералогический состав шлихов характеризуется большим содержанием ильменита (до 54%), хромита (16—20%) и циркона (3—12%).

На широтном отрезке р. Белой от пос. Акаваз до дер. Верхнее Бикизино поверхности высоких террас сильно расчленены и сохранились отдельными небольшими площадками на высотах 150—200 м. Они покрыты россыпью хорошо окатанных галек кварца. К востоку от дер.

Верхнее Бикузино маломощная толща древнего аллювия состоит из красновато-коричневых песчано-глинистых галечно-валунных отложений и ярко-красных глин с галькой кварца, кварцитов и небольшого количества обломков кремней и известняков. В отдельных образцах, взятых из древнего аллювия у деревень Старосубханкулово и Верхнее Бикузино, найдены пыльца и споры растений третичного и четвертичного возраста, а также переотложенная пыльца мезозойских растений.

На Зилаирском плато к древнему аллювию предположительно относятся глинистые отложения с галькой, которые сохранились только в верховьях рек (по р. Бол. Сурени). Лучшую сохранность эти отложения имеют в долине р. Сакмары. В верхнем ее течении древнеаллювиальные отложения можно наблюдать у дер. Верхнее Идрисово, где они состоят из желто-бурых песчаных галечников, с хорошо и угловато окатанной галькой ожелезненного кварца и небольшим количеством красных яшм и черных кремней. Ниже дер. Юлдыбаево глубина врезания долины р. Сакмары увеличивается, и поверхности высоких террас имеют высоты от 40—50 до 80—100 м. Они прослеживаются в виде отдельных фрагментов на всем протяжении р. Сакмары до г. Кувандык и отличаются ровными площадками, на которых сохранились песчаные галечно-валунные отложения мощностью 1,5—2 м. Обломочный материал в этих отложениях плохо сортирован. Он характеризуется преобладающим содержанием галек кварцита и кварцитов, с небольшой примесью кремней. Средний коэффициент окатанности галек выше, чем на р. Белой, и колеблется от 50 до 67. Минералогический состав шлихов отличается большим содержанием ильменита (до 15%), хромита (до 60%) и граната (до 80%).

Как видно из приведенных выше описаний, аллювиальные отложения плиоцен-нижнечетвертичного возраста, приуроченные к долинам крупных рек Южного Урала, характеризуются мономиктовым или олигомиктовым составом обломочного материала и большим содержанием в шлихах устойчивых к выветриванию минералов. Указанные особенности вещественного состава дают основание выделить их в самостоятельную группу. Время образования древнеаллювиальных отложений пока точно не установлено.

Аллювиальные отложения ниже- и среднечетвертичного возраста. Отложения, приуроченные к пятой и четвертой надпойменным террасам, сохранились на реках Южного Урала лишь в виде очень небольших участков. Они представлены суглинистыми, супесчаными и песчаными породами с плохо сортированным обломочным материалом полимиктового состава. В отличие от аллювиальных отложений плиоцен-нижнечетвертичного возраста эти образования содержат большое количество угловато окатанной гальки из местных пород и в меньшем количестве хорошо окатанные гальки кварца и кварцитов, переотложенные из древнего аллювия. Минеральный состав их тяжелой фракции отличается изменчивостью и значительным содержанием неустойчивых к выветриванию минералов.

Отложения, формирующие пятые и четвертые террасы рек в горной части, палеонтологически не охарактеризованы. Обнаруженные в них небогатые спорово-пыльцевые комплексы представлены пыльцой современных растений с единичными пыльцевыми зернами третичных родов, которые, вероятнее всего, являются переотложенными.

В долине р. Ая описываемые аллювиальные отложения сохранились у ст. Кусинский Завод, где пятая терраса имеет высоту 30—35 м и покрыта желто-бурыми суглинками и глинистыми песками с угловато окатанной галькой кремней и метаморфических сланцев, а также хорошо окатанными гальками кварца и кварцитов. В Айской депрессии

небольшие площадки пятой террасы высотой 50—55 м, расположенные на крутых склонах долины, лишены покрова аллювия.

По р. Юрюзани пятая и четвертая надпойменные террасы прослеживаются небольшими участками на склонах глубоко врезанной долины. Относительные высоты террас увеличиваются вниз по течению реки от 30—40 до 70 м. Они покрыты аллювиально-делювиальными супесями и суглинками с включением галек.

В долине р. Белой пятая и четвертая террасы встречаются редко и обычно являются эрозионными. Они прослеживаются только ниже г. Белорецка. Указанные террасы здесь отмечались многими исследователями (Никифорова и Юшко, 1939). Их рассматривали как промежуточные террасы, расположенные на крутых склонах долины между шестой террасой и комплексом низких аккумулятивных террас. Аллювиальные отложения на этих террасах в долине р. Белой сохранились на небольших участках и обычно состоят из суглинков и песчано-суглинистых отложений с гальками и валунами разнообразных пород. В южной части Южного Урала описываемые террасы в долинах рек выражены неотчетливо, и покрывающие их аллювиальные отложения пока изучены слабо.

Аллювиальные отложения среднечетвертичного возраста слагают третью надпойменную террасу, которая входит в комплекс низких эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас. В отличие от верхних террас комплекс низких террас (III, II и I) прослеживается не только по долинам крупных рек, но и по их притокам.

Третья надпойменная терраса в рельефе выражена слабо, так как прикрыта мощным чехлом делювия, и ее полого наклоненные поверхности соединены незаметными переходами с расположенной ниже второй террасой. Естественные разрезы аллювиальных отложений третьей террасы встречаются редко. Верхняя часть разреза обычно представлена толщей желто-бурых суглинков и супесей, а нижняя — серыми глинами, буровато-серыми глинистыми песками и грубозернистыми гравийными и галечниковыми образованиями. Общая мощность 3—18 м. Из отложений третьей террасы известны многочисленные находки фауны млекопитающих, что дает возможность определить время их накопления.

В верховьях р. Ая, в крутом обрыве левого берега между деревнями Верхне-Айской и Юрак, обнажены светло-желтые суглинки, содержащие редкие гальки кварца, габбро и метаморфических сланцев. Ниже лежит толща желто-бурых супесей мощностью до 10—15 м. Более глинистые прослой супесей содержат пыльцу: *Pinus sec. Diploxylon*, *Betula*, *Picea*, *Alnus*, *Quercus*, *Castanea* и *Ulmus.*, а также переотложенные микроспоры мезозойских и палеозойских растений. Аналогичные разрезы обнаружены и в других местах долины р. Ая (деревни Балашиха и Кулбаево, ст. Медведевка и др.).

В верхнем течении р. Юрюзани разрез отложений, слагающих третью надпойменную террасу, описан В. И. Громовым по материалам исследований Н. А. Преображенского (1941). В обрыве правого берега р. Сухой (левый приток р. Юрюзани) эта терраса высотой 10—12 м сложена делювиальными суглинками мощностью 1 м, которые подстилаются желтой песчанистой глиной до 5 м мощностью. В основании террасы вскрыты серые вязкие глины с редкой мелкой галькой и ожелезненные галечники. На контакте глин и галечников найдены остатки *Rhinoceros antiquitatis* Витт., что, по мнению В. И. Громова, позволяет считать их не старше рисса.

На р. Инзере у дер. Аитманбетова третья надпойменная терраса высотой 20 м, по описанию Н. А. Преображенского, сложена мощной

толщей желто-бурых лёссовидных суглинков и глин, а в нижней части разреза зеленоватыми глинами и галечниками. В верхних желтых глинах найдены обломки трубчатых костей *Cervus* sp., а в осыпи — обломки бивня и зуб *Elephas* aff. *trogontherii* М. Равл. В И. Громов, определявший фауну, считает «вполне вероятным отнесение содержащего эти остатки горизонта к рисскому оледенению» (1941).

В долине р. Белой третья надпойменная терраса сохранилась от размыва также на небольших участках. Она сложена супесчаными и суглинистыми отложениями желто-бурого цвета с прослоями песчано-галечными отложениями. В районе г. Белорецка (у Кирпичного завода) разрез третьей террасы (высота 20 м) описан Л. А. Юшко (1940) как разрез второй надпойменной террасы. Здесь залегает толща желто-бурых суглинков (мощность 15 м), в которых были найдены крупные кости *Equus* sp. и *Bos* sp. В нижней части разреза вскрыты ржаво-желтые галечники в глинисто-песчаном заполнителе.

По данным Г. Ф. Лунгерсгаузена, третья терраса на р. Бол. Су-рени у хут. Киселевского сложена лёссовидными суглинками и глинистыми песками, которые в нижней части имеют прослой галечников и гравия. Здесь был найден зуб *Elephas* aff. *trogontherii* М. Равл.

В верхнем течении р. Сакмары типичный разрез отложений третьей надпойменной террасы вскрыт в обрыве правого берега у хут. Артемьевского, где обнажены желто-бурые суглинки с угловато окатанными обломками кремнистых пород (мощность 6 м) и желтые, с прослоями серых, глины с линзами гравийных грубозернистых песков. В глинах содержится пыльца: *Pinus* sec. *Diploxylon*, *Betula*, *Tilia*, Сургачеае, Gramineae, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Compositae, в том числе *Artemisia* и др.

Аллювиальные отложения верхнечетвертичного возраста. Верхнечетвертичные аллювиальные отложения слагают вторую и первую надпойменные террасы, которые отличаются хорошей сохранностью и на Южном Урале прослеживаются по долинам рек почти повсеместно. Состав этих отложений в значительной степени зависит от строения речных долин. В расширенных участках долин первая и вторая террасы аккумулятивные и в составе слагающего их аллювия преобладают супесчаные и песчаные образования с маломощными прослоями галечников. В суженных глубоко врезанных долинах эти террасы часто бывают цокольными, а аллювиальные отложения состоят из более грубых песчаных и валунно-галечных пород непостоянной мощности.

В верхнем течении рек, расположенных в межгорных депрессиях, аллювиальные отложения низких террас имеют сложное строение. Вследствие небольшого врезания рек здесь в течение верхнечетвертичного времени протекали интенсивно процессы боковой эрозии и происходил неоднократный переувал аллювиальных отложений. В отдельных участках наблюдается наложение молодых образований на более древние, а в некоторых разрезах можно видеть, как молодые отложения заполняют ложбины, врезанные в более древние образования. Сложное строение аллювиальных отложений, слагающих низкие террасы, наблюдалось в обнажениях верхнего течения р. Ая, по р. Юрюзани, в верховьях р. Белой, р. Сакмары и в других местах.

Несколько отличаются от описанных разрезы южной части Южного Урала. Если в горной области Башкирского поднятия верхние части разрезов этих отложений сложены грубыми суглинками, то в районе Зилаирского плато преобладают суглинки и супеси лёссовидного облика.

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения характеризуются полимиктовым составом и большим содержанием галек и валунов.

местных пород. Минералогический состав шлихов из этих отложений изменяется в зависимости от состава коренных пород и отличается значительным содержанием не устойчивых к выветриванию минералов. В отдельных разрезах аллювия первой и второй надпойменных террас, обычно в нижних горизонтах, имеются прослой глины и торфа, которые содержат споры и пыльцу; особенно много пыльцы травянистых растений. Однако, несмотря на большое количество сделанных анализов, пока не удалось для этих отложений установить руководящие спорово-пыльцевые комплексы. Верхнечетвертичный возраст их определяется по сопоставлению с аналогичными отложениями Западного Предуралья и Среднего Урала (Яхимович, 1958, 1959; Громов, 1948).

Современные аллювиальные отложения, слагающие пойменные террасы и русла рек. В суженных долинах горной области поймы не имеют широкого развития и обычно сложены песчано-галечными и валунными образованиями, выше которых лежат серовато-бурые супеси. В долинах рек, расположенных в больших межгорных понижениях, ширина пойм увеличивается; они обычно сильно заболочены и сложены супесчаными и песчано-глинистыми отложениями с мощными прослоями торфа.

Русловые отложения на реках Южного Урала представлены преимущественно валунно-галечными образованиями. В верховьях рек обломочный материал плохо окатан, и русла часто бывают загромождены россыпями крупных глыб. Ниже по течению рек улучшается окатанность валунов и галек, а гранулометрический состав руслового аллювия в значительной степени определяется плотностью размываемых коренных пород: при пересечении реками плотных пород (например, кварцитов) в руслах рек встречаются более крупные валуны и гальки; в районах развития менее стойких пород (например, глинистых сланцев) русловые отложения имеют песчанистый и мелкогравийный состав. В зависимости от плотности субстрата изменяется и мощность руслового аллювия. Максимальная мощность (до 5—6 м) отмечалась в зонах развития карбонатных пород, что, по-видимому, определяется наличием карстовых впадин.

Нерасчлененные четвертичные отложения. В горной области Южного Урала широкое распространение имеют элювиальные и элювиально-делювиальные образования, пока не расчлененные на стратиграфические горизонты. В гольцовой зоне Южного Урала элювиальные и элювиально-делювиальные отложения образуют крупные россыпи, которые покрывают поверхности хребтов и под воздействием гравитационных и солифлюкционных процессов смещаются по склонам, представляя каменные моря и курумы. На залесенных хребтах и сглаженных водораздельных возвышенностях элювиально-делювиальные образования имеют суглинисто-щебенчатый состав, изменяющийся в зависимости от состава подстилающих коренных пород, а также от морфологии возвышенностей и крутизны склонов.

Делювиальные образования в горной области Южного Урала покрывают пологие части склонов хребтов, склоны и днища межгорных депрессий, а также склоны и террасы в долинах рек. Литологический состав делювиальных образований зависит от условий их накопления. На крутых склонах хребтов — это коричневато-бурые и желто-бурые грубые суглинки и глины с различным содержанием обломочного материала. В межгорных депрессиях и в долинах рек состав делювиальных глин и суглинков более однородный, с небольшим содержанием щебенки. На поверхности высоких речных террас делювиальные глины часто содержат галечный материал и являются аллювиально-

делювиальными отложениями, образованными в результате делювиального переотложения древнего аллювия.

По мнению Н. А. Преображенского, среди делювиальных образований можно выделить три разновозрастных комплекса. Наиболее древний комплекс, представленный желто-бурыми лёссовидными суглинками с железистыми и марганцовистыми бобовинами, образовался в нижнечетвертичное время (а возможно, и в плиоцене). Ко второму комплексу делювиальных образований относятся желто-бурые суглинки, которые имеют наиболее широкое распространение. Находимая в этих образованиях фауна *Elephas primigenius*, *Bison priscus* и др., а также связь их с отложениями второй и третьей надпойменных террас дает основание считать, что они образовались в средне- и верхнечетвертичное время. К третьему горизонту относится маломощный покров суглинков, не подвергшихся облессованию, образование которых началось в верхнечетвертичную эпоху и продолжается в настоящее время. Мощность делювиальных образований колеблется от нескольких сантиметров до 10—15 м.

Озерно-болотные отложения в горной части имеют ограниченное распространение. К ним относятся желтовато-серые и темно-серые глины и илестые пески мощностью 2—5 м.

Более широко распространены озерно-болотные образования на низких речных террасах, на плоских днищах межгорных депрессий, на выровненных междуречьях и нагорных плато. Они состоят преимущественно из торфяников, которые лежат на серых иловатых глинах. Мощность болотных отложений 2—3 м, но иногда достигает 10 м.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (АНТРОПОГЕНОВЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА

На восточном склоне Южного Урала наиболее древние верхнеплиоценовые отложения полнее развиты и лучше изучены в южных районах, главным образом в пределах Магнитогорского синклиория, поэтому описание их удобнее начать с Оренбургского Зауралья, а затем характеризовать верхнеплиоценовые и четвертичные породы восточного склона Башкирского Урала и других районов Зауралья.

Верхнеплиоценовые отложения в Оренбургском Зауралье известны в Халиловском и Орском районах. В Халиловском районе озерные осадки верхнего плиоцена обнаружены в пределах Аккермановского железорудного месторождения (Теодорович, 1939). Здесь на поверхности юрских и каменноугольных пород в виде обрывков террасы на высоте 75 м над уровнем р. Урала залегает пачка зеленовато-серых комковатых глин с бурыми пятнами ожелезнения и прожилками гипса. Мощность глин 6 м. В основании пачки глина песчанистая, содержит гальки кремня, угловатые куски известняка и раковины пресноводных моллюсков, среди которых присутствуют: *Unio moldaviensis* Нögг., *U. slanicensis* Teiss., *U. lenticularis* Sobba и другие униониды, характерные для «левантинских» фаций верхнего плиоцена.

В пределах Магнитогорского синклиория, в Орском районе, полоса несомненно плиоценовых речных галечников и песков прослеживается вдоль правого берега р. Суундука между устьями рек Каменки и Урус-Кискана и далее на 6 км вдоль долины последнего (Никифорова, 1940, 1948). Мощность колеблется от 5 до 15 м. В старательской будке, в 2 км южнее пос. Кваркено, в их разрезе ниже четвертичных суглинков выделяются следующие слои (сверху вниз):

- | | |
|---|--------|
| 1. Крупный галечник-речник, галька прекрасно окатана. Состав гальки: кварц, кварцит, известняк | 0,40 м |
| 2. Крупнозернистые пески, серо-бурые с глинистыми прослоями внизу | 2,70 „ |
| 3. Галечник того же характера, что и вышележащий | 0,30 „ |
| 4. Крупнозернистые желто-бурые золотоносные пески с включением глыб разрушенного гранита и белых тонких песков. Мощность не измерена. | |

Ниже лежит закарстованный известняк визейского яруса нижнего карбона.

По свидетельству К. В. Никифоровой, в основании первого слоя галечника старателями был найден зуб слона, который, по определению Е. И. Беляевой (1948), принадлежит ранней форме вида *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* Nesti; немного южнее был обнаружен обломок зуба, который Е. И. Беляева определила как зуб *Mastodon borsoni* Hauss. Слой, из которого извлечен последний зуб, точно не установлен, но по ряду признаков Е. И. Беляева считает, что он происходит из нижней части нижнего галечникового слоя или из золотоносных песков.

На основании этих находок фауны Е. И. Беляева и К. В. Никифорова относят слой 1 приведенного разреза к нижнему плейстоцену или к границе плиоцена и плейстоцена, слои 2 и 3 — к плиоцену, а слой 4 — к нижнему плиоцену или миоцену.

Такую датировку возраста галечников А. Л. Яншин считает неправильной, так как главная часть находок *Mastodon borsoni* Hauss. происходит из плиоцена, причем в ряде мест этот вид весьма характерен для осадков верхнего плиоцена (палюдинские слои северного берега Азовского моря, левантинские слои Молдавии и Румынии, слои Аарнио в долине р. Роны и т. д.). Остатки *Elephas meridionalis* Nesti известны от верхнего плиоцена, где они встречаются совместно с остатками *Mastodon borsoni* Hauss, до отложений миндель-рисской эпохи. Указание Е. И. Беляевой на раннюю форму вида говорит скорее в пользу ее верхнеплиоценового возраста.

В таком случае нет оснований относить разные слои описанного разреза к различным геологическим эпохам. Скорее всего они представляют собой древние аллювиальные накопления верхнеплиоценовой террасы р. Суундука.

Отложения, по-видимому, плиоценового возраста развиты также на обоих склонах меридионального отрезка долины р. Урала выше г. Орска. К. В. Никифорова (1948) указывает, что на высоте 60 м над руслом р. Урала на левом берегу между поселками Белоусовским и Орловским развиты мелкие кварцевые галечники, желтые и белые кварцевые пески, серые, желтые и зеленоватые глины. Примерно на той же высоте над Уралом аналогичные породы встречены на правом берегу в низовье р. Суундука и на правом берегу р. Караганки в 2 км выше ее устья. На той же высоте над Уралом на его левобережье между поселками Орловским и Зубочистенским встречены несколько иные породы, представленные красно-бурыми песчанистыми глинами и глинистыми песками с галькой яшмы и кремня и массой бобовин песчанистого гидрогетита. К. В. Никифорова только эти последние породы считает плиоценовыми, а вышеописанные относит к миоцену. Однако сходство геоморфологических условий их залегания не позволяет относить породы к разным отделам третичной системы. Эти отложения, возможно, и не являются вполне одновременными, но во всяком случае они принадлежат к плиоцену.

Н. В. Башенина и И. В. Орлов, по-видимому, совершенно правильно относят к плиоцену песчано-галечные отложения 50-метровой террасы р. Урала, развитые по обеим сторонам его долины ниже устья р. Суун-

дука. Эти отложения заходят в боковые долинки притоков р. Урала и перекрывают отнесенные нами к верхнему олигоцену огнеупорные глины центральной части Орь-Кумакского междуречья. Они отмечают, что на более высокой, 70-метровой террасе р. Урала наблюдаются аналогичные железистые конгломераты, которые отличаются лишь большей плотностью цемента, отсутствием гнезд нецементированного песка и большей степенью разложения галек эффузивных пород. Указанные авторы склонны считать эти конгломераты также верхнеплиоценовыми, что, по-видимому, справедливо.

К плиоценовым отложениям 50-метровых террас и отчасти 70-метровой террасе р. Урала принадлежит, по-видимому, большая часть галечников, отмечаемых А. В. Хабаковым (1935) и Е. Э. Разумовской (1936) на уступах по обе стороны долины этой реки выше г. Орска. Того же возраста должны быть железистые песчаники и конгломераты, обнаруженные Г. И. Кириченко (1940) на правом берегу р. Урала ниже пос. Танальковского и в верховьях р. Караганки. Наконец, наблюдавшиеся Л. С. Либровичем (1927, 1936) близ северной границы Оренбургской области — на правом берегу р. Урала по оврагу Каменному и на левом его берегу по оврагу Сибай — кварцевые пески с валунами и гальками местных изверженных пород также должны быть отнесены скорее всего к плиоцену, потому что в более древних галечниках такие легко разрушающиеся при выветривании породы обычно отсутствуют.

Наиболее широко распространены верхнеплиоценовые осадки на левобережье нижнего течения р. Ори (Тихонович, 1909; Петренко, 1933, 1939, 1953; Безруков и Яншин, 1937). Нижняя их часть представлена серыми, белыми и красноватыми песками и песчанистыми глинами, которые лежат непосредственно на юрских отложениях. Кверху эти породы сменяются серыми мергелистыми гипсоносными песчанистыми глинами с бобовинами бурого железняка, линзами светлых кварцевых песков, сростками и прослоями плотного ноздреватого известняка. Самым верхним членом разреза по р. Мендыбаю являются красновато-бурые песчанистые мергелистые глины с рядами известковистых журавчиков. Суммарная мощность перечисленных пород достигает 35 м. Возраст их определяется находками прослой ракушнякового мергеля, содержащего раковины: *Unio* sp. и *Paludina ussuriensis* Gorsff. var. *tenuisculpta* Mart., характерные для верхнего плиоцена. Не исключена возможность, что красноватые глины с журавчиками верховьев р. Мендыбая имеют уже нижнечетвертичный возраст.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА БАШКИРСКОГО УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ

До тридцатых годов текущего столетия изучение верхнеплиоценовых и четвертичных отложений на восточном склоне Южного Урала происходило попутно — при рекогносцировочных исследованиях, геологической съемке, поисках и разведках россыпных месторождений. Среди исследователей этого периода следует отметить Л. С. Либровича (1925—1930) и И. В. Ленных (1928—1931, 1948).

В последующее время уже проводятся специальные работы по изучению молодых отложений. В 30—40-х годах верхнеплиоценовые и четвертичные отложения на восточном склоне изучались Г. В. Вахрушевым (1937, 1938), Н. В. Башениной и И. В. Орловым (1939—1944), Н. А. Преображенским (1939—1942), Е. П. Бойцовой и К. А. Чернуха (1941), К. В. Никифоровой (1940, 1941, 1948). До настоящего времени основным материалом по стратиграфии четвертичных отложений восточного

склона Южного Урала и истории четвертичного периода продолжает оставаться работа К. В. Никифоровой (1948).

Изучение строения четвертичной толщи на восточном склоне Южного Урала позволило установить широко распространённое вторичное снижение террас и взаимное, часто чешуеобразное налегание комплексов осадков, синхронных разным террасам. Поэтому очень часто морфологически выраженная терраса или пологий склон междуречья оказываются сложенными разновозрастными отложениями, не только отвечающими циклу формирования данной террасы, но и более древним циклам террасообразования.

Вопрос о нижней границе четвертичной системы на восточном склоне Южного Урала нельзя считать решённым. Чтобы представить себе ее положение, необходимо вначале дать хотя бы самые краткие сведения о строении плиоцена.

Наиболее древние плиоценовые отложения, относимые Н. Н. Яхимовичем к верхнему миоцену — среднему плиоцену, связаны с шестой надпойменной террасой р. Урала высотой 50—70 м. Это наиболее выдержанный горизонт по всему меридиональному отрезку долины к югу от пос. Березовки. Мощность его 5—10 м. В основании этого горизонта лежат галечники, затем желтовато-серые, а в верхних слоях пестроцветные пески; в прилегающих к бортам долины частях террасы пески перекрыты пестроцветными глинами. Последние пользуются широким распространением и плащеобразно переходят на разные отметки рельефа. Пестроцветные глины ложатся на размытую поверхность белых и пестроокрашенных глин, относимых в основном к среднему миоцену (?). При этом они отделяются от миоценовых глин слоем гравия или комковатых глин, обогащенных обломками. Стратиграфический объем пестроцветных глин изменяется в зависимости от перехода в целом однородной толщи на разные участки рельефа. Наиболее верхние горизонты пестроцветного чехла приурочены к речным долинам; в замкнутых понижениях в пределах междуречий нижние части его, вероятно, имеют верхнемиоценовый возраст.

К пятой надпойменной террасе р. Урала высотой от 30—50 до 60 м приурочен комплекс аллювиальных и озерно-аллювиальных образований верхнего плиоцена. Это преимущественно серые галечники и пески, перекрытые слоем серой глины с бобовинами, а в притыловых частях террасы — красновато-коричневыми песчанистыми глинами или слоями переотложенных пестроцветов. Общая мощность комплекса не превышает 10 м. На эти осадки нередко ложится мощный чехол верхнеплиоценового — нижнечетвертичного делювия. На участках развития карста и молодых опусканий описанный комплекс теряет выраженность в рельефе и погружается в переуглубления, где мощность его резко возрастает.

Судить о возрасте отложений пятой и шестой террас позволяют приведенные ниже данные.

1. Нижняя возрастная граница пестроцветных глин определяется залеганием их на размытой поверхности глин, охарактеризованных в основном среднемиоценовыми спорово-пыльцевыми спектрами (Вецлер и Бурковская, 1951).

2. Верхняя возрастная граница комплекса пятой террасы определяется перекрытием его верхнеплиоценовым — нижнечетвертичным делювием, который параллелизуется с аналогичными отложениями, вмещающими остатки нижнечетвертичных млекопитающих.

3. Из красновато-коричневых песчаных глин известны остатки *Elephas* sp. (Башенина, 1948) и *Elasmotherium* sp. (устное сообщение Э. А. Вангенгейм, сборы Е. Н. Щукиной).

4. Из серых глин комплекса пятой террасы, выходящих над урезом воды р. Янгельки у с. Михайловки М. Г. Поповой-Львовой определена фауна остракод, нацело состоящая из *Cyprideis torosa littoralis* G r a d y. Обилие этих форм, по заключению М. Г. Поповой-Львовой, указывает скорее всего на апшеронский возраст вмещающих фауну отложений.

5. Пятая и шестая террасы незначительно отличаются по высоте и представляют два гипсометрически сближенных аллювиальных горизонта. Не исключена возможность, что в основании комплекса пятой террасы присутствует слой аллювия шестой террасы. Это дает определенные основания сопоставлять названные два горизонта с двумя фаунистически охарактеризованными горизонтами галечника в районе пос. Кваркено, где они залегают друг над другом в карстовой воронке (Никифорова, 1948). К верхнему горизонту приурочены остатки *Elephas meridionalis* Nesti (верхний плиоцен — низы нижнего плейстоцена), к нижнему — *Mastodon borsoni* H a u s. (верхний миоцен — средний плиоцен).

Все вышеописанное позволяет предположительно относить комплекс шестой террасы к верхнему миоцену — среднему плиоцену, а комплекс пятой террасы — к верхнему плиоцену.

Положение нижней границы четвертичной системы точно не установлено. При существующем состоянии изученности приходится считать, что она проходит внутри толщи верхнеплиоценовых — нижнечетвертичных песчанистых глин с марганцево-железистыми бобовинами и прослоями лесных почв. Генезис их в основном делювиальный, частично озерно-делювиальный. Они залегают на междуречьях в древних ложбинах и котловинах, не затронутых более молодым размывом, а также спускаются в виде делювиальных чехлов на плиоценовые террасы. Мощности их колеблется от 10 до 30 м.

Нижняя возрастная граница этого комплекса определяется залеганием его на верхнеплиоценовых отложениях, верхняя устанавливается прислонением к нему песков и галечников, выполняющих переуглубленные части долин и содержащих в верхних слоях хазарскую фауну млекопитающих. В Нагайбакском районе Челябинской области, на правом берегу рч. Кзыл-Чилика, в делювиальных глинах небольшой мощности, перекрывающих кору выветривания, найдены остатки *Elephas wüsti* M. P a v., указывающие на нижнечетвертичный возраст вмещающих отложений (устное сообщение Э. А. Вангенгейм, сборы Е. Н. Шукиной).

Описанные отложения, вероятно, можно параллелизовать с аналогичными по литологии песчанистыми глинами Сакмаро-Бельского междуречья, известными под названием общесыртовой свиты. Эта свита занимает в рельефе ту же геоморфологическую позицию, что и описанные образования на восточном склоне. Она достигает значительной мощности в грабенах, которым в рельефе соответствуют древние долинообразные понижения. В верхнем горизонте общесыртовой свиты найдены остатки *Alces latifrons* (J o h n s.) и *Elephas trogontherii* P o h l. ранней формы, весьма близкой к *Elephas meridionalis* Nesti (определения автора). Отложения, включающие эти формы, вероятнее всего, имеют нижнечетвертичный возраст. В нижней части свиты или в подстилающих ее осадках плиоцена обнаружены остатки, принадлежащие верхнеплиоценовой антилопе из трибы *Tragelaphini* (?) (Яхимович, 1959).

В свете изложенного верхнеплиоценовый — нижнечетвертичный возраст описанных глин восточного склона представляется вероятным. Что же касается аллювиальных нижнечетвертичных осадков, то они в разрезах террас нигде палеонтологически не датированы.

К верхнему горизонту нижнего плейстоцена и нижнему горизонту среднего плейстоцена относятся аллювиальные и озерно-аллювиальные галечники, выполняющие переуглубления речных долин. На участках, испытавших поднятия, верхней части этой толщи частично отвечают отложения четвертой надпойменной эрозионно-аккумулятивной террасы. Мощность описываемых погребенных галечников обычно 10—20 м. На севере Орской депрессии, по данным бурения, она достигает 50 м. Галечники перекрыты голубовато-, синевато- и желтовато-серыми озерно-аллювиальными глинами, которые нередко обнажаются в доколе высоких вторых надпойменных террас. Мощность их обычно 2—5 м. Типичные разрезы, вскрывающие эти глины, приурочены обычно к береговым обрывам высотой 8—20 м над уровнем реки. Они описаны на р. Шагарке выше впадения ее в Урал у с. Новобайрамгулово, в низовьях р. Худолаза, на р. Урале ниже с. Пролетарки, на р. Сакмаре у с. Пречистенки, а также прослежены по р. Уралу в доколе четвертичных террас от устья Худолаза до г. Орска. В древних озерных котловинах мелкосопочника северной части восточного склона аналогичные отложения представлены зеленовато-серыми глинами мощностью 8—15 м.

В глинах, обнажающихся в долинах рек, Н. А. Преображенским и Н. А. Плотниковой (1942), В. С. Шарфман (1959) и В. Л. Яхимович собраны остатки хазарской фауны млекопитающих: *Elephas aff. trogontherii* Pohl., *Elasmotherium sibiricum* Fisch., *Bison priscus* cf. *longicornis* V. Grom. и *Elephas armeniacus* Falc. (стратиграфическое значение последнего в настоящее время не установлено). С тем же горизонтом связана обильная и весьма выдержанная по составу фауна остракод, определенная М. Г. Поповой-Львовой: *Candona lactea* Liv., *C. candida* Kaufm., *C. angulata* O. F. Müll., *C. candida* O. F. Müll., *C. rostrata* Brady et Norm., *C. marcida* Hart., *C. neglecta* G. O. Sars., *Candoniella albicans* Brady, *C. subellipsoida* Sharap., *C. suzini* Schneid., *Candocspiella originalis* Neg., *Cyclocypris laevis* O. F. Müll.; *Ilyocypris bradyi* G. O. Sars., *Cypris pubera* O. F. Müll., *Eucypris affinis* (Fisch.), *Notodromas monacha* (O. F. Müll.). Приведенный комплекс не содержит каких-либо руководящих хазарских форм, что может быть объяснено изолированностью района от каспийских трансгрессий.

Спорово-пыльцевые спектры описываемого горизонта относятся к лесным и лесостепным. Они характеризуются повышенным содержанием хвойных, особенно елей. Верхняя часть горизонта охарактеризована лесостепными и степными спектрами с большим количеством спор. Доминирующие в верхах плиоцена и низах четвертичной системы группы травянистых (Gramineae, Compositae, Urticaceae, Frankeniaceae) уступают место другим семействам: Artemisia, Chenopodiaceae, Labiatae, Leguminosae. В меньших количествах присутствуют: Cruciferae, Compositae (кроме рода *Artemisia*), Ranunculaceae, Urticaceae, Hydrochritaceae.

Охарактеризованный горизонт глин должен быть сопоставлен с максимумом нижнехазарской трансгрессии (лихвинское межледниковье). Верхи же его могут относиться уже к началу днепровской стадии, поскольку они содержат спектры, говорящие об ухудшении условий.

Отложения четвертой надпойменной террасы представлены косо- и волнистослойными песками с прослоями серых и коричневых глин и в основном отвечают первой стадии максимального оледенения. Они приурочены к эрозионно-аккумулятивным площадкам высотой 17—35 м над уровнем реки. Седimentация на этой поверхности началась после

заполнения осадками значительной части вреза каньонообразных долин. Площадки четвертой террасы вырабатывались в суженных частях древних путей стока. Здесь боковая планация обширно разливавшихся потоков оказывалась значительной и приводила к образованию выровненных поверхностей. Местами слоистые пески и глины прислонены к древним скальным обрывам. Это свидетельствует о происходившем засыпании каньонов речными осадками. В настоящее время они выполняют сохранившиеся фрагменты врезанных меандр (левый берег Урала в 3,2 км на запад от хут. Шумилин и в других местах).

В древних долинах во внутренних частях междуречий в течение днепровской стадии возникли озера, в которых отлагались светло-серые оскольчатые глины. Они характеризуются резко выраженными степными спектрами, в которых доминируют *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Leguminosae*. Данные отложения вскрыты скважинами в понижении к югу от оз. Малый Учалы, где они налегают на глины, относящиеся, вероятно, к лихвинскому времени, и перекрываются верхнечетвертичными образованиями.

Из описываемых озерных глин М. Г. Поповой-Львовой определены остракоды: *Limnocythere postconcaва* Neg., *L. caspiensis* Neg., *L. dorso-tuberculata* Neg., *L. alveolata* Suz., *Ilyocypris bradyi* G. O. Sars., *Candona lactea* Liv. Приведенный комплекс, по заключению К. Н. Негадаева-Никонова, характерен для среднечетвертичных отложений востока Русской платформы.

Спорово-пыльцевые спектры глин днепровского времени завершают цепь изменений флоры в связи с прогрессирующим ухудшением условий в первую половину среднечетвертичной эпохи. Это изменение растительности в сторону преобладающей роли группировок холодной, местами заболоченной степи проявилось уже в верхних слоях озерно-аллювиальных глин лихвинского времени.

В цоколе высоких* вторых террас над горизонтом глин лихвинского времени лежат темно-буровато-коричневые тяжелые суглинки мощностью 2—5 м. Они отделены от подстилающих отложений хорошо выраженной поверхностью стратиграфического несогласия. Нередко в основании суглинков проходит линзовидный горизонт галечника. Мощность его возрастает на участках древнего русла до 8—15 м.

Темно-бурые глинистые суглинки сменяются вверх по разрезу толщей буровато-коричневых глинистых песков и супесей, переходящих в суглинки. Эти отложения сильно размыты и представлены не во всех разрезах; мощность их 1—10 м. В свою очередь они перекрыты верхнечетвертичными суглинками и песками, образующими верхний ярус разреза высоких вторых террас.

В нижних темно-бурых суглинках автором встречены остатки позднемустьерской фауны млекопитающих: *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Equus (Equus) sp.*, *Alces alces* L. Из этого же горизонта, вероятно, происходят и указываемые К. В. Никифоровой (1948) остатки ранней формы мамонта.

Перечисленная фауна позволяет определять возраст горизонта как соответствующий времени максимального оледенения.

Описанные отложения — галечники, суглинки с позднемустьерской фауной и озерно-болотные глины и покрывающие их суглинки и глинистые пески — удобно включить в один стратиграфический комплекс. Найденные в нем органические остатки и его стратиграфическое положение дают основания относить его ко второй половине среднечетвер-

* Автор различает вторые террасы высокого и низкого уровня. (Прим. ред.)

тичного времени (вторая половина среднего плейстоцена). Нижний горизонт комплекса — галечники, суглинки и глины — следует сопоставлять с одинцовским интерстадиалом, а верхние пески и суглинки — с московской стадией максимального оледенения. Озерные глины с довольно высоким содержанием спор, вероятно, образовывались в конце интерстадиала.

Отложения второй половины среднечетвертичного времени условно рассматриваются как комплекс погребенной и частично размывтой третьей надпойменной террасы. Основанием этого служит наличие стратиграфических несогласий в кровле и подошве данного комплекса.

К среднечетвертичному времени (средний плейстоцен), вероятно, относится и большая часть залегающего на междуречьях делювия, более молодого, чем верхнеплиоценовый — нижнечетвертичный.

Вторая надпойменная терраса низкого уровня имеет высоту 6—9 м над уровнем рек. Комплекс отложений этой террасы подразделяется на три горизонта. Нижний горизонт представлен в нижней части песками и галечниками, а в верхней — линзовидным чередованием бурых суглинков, глин и песков, нередко с прослоями галечника. Мощность этого горизонта 4—8 м. К среднему горизонту относятся темно-серые болотно-озерные глины с псевдоморфозами окислов железа по растительным остаткам. Мощность глин, вероятно, не превышает 3 м. Данные глины в виде крупных линз залегают либо над линзовидным переослаиванием суглинков и песков, либо вклиниваются в его верхнюю часть, либо, когда верхняя часть нижнего горизонта не выражена, непосредственно ложатся на пески и галечники основания второй террасы. Верхний горизонт образован буровато-коричневыми суглинками, переходящими в глинистые пески, с рассеянным гравием, иногда же с примесью правильно чередующихся прослоями гравия и дресвы. Мощность горизонта 5—8 м.

Описанные отложения литологически близки суглинкам покровного типа и переходят в верхнюю часть покровного комплекса пологих склонов долин и приречных частей водоразделов. Типичные разрезы второй террасы низкого уровня описаны в низовьях р. Шагарки выше с. Новобайрамгулова, в нижнем течении р. Худолаза, на р. Урале ниже с. Пролетарка и в районе сел Богдановка и Березовки. Комплекс ее осадков вскрыт бурением в долине р. Урала севернее пос. Банного.

Н. В. Башениной (1948) и В. Л. Яхимовичем в песках и суглинках нижнего горизонта и в озерно-болотных глинах собраны остатки типичного *Elephas primigenius* Blum., указывающие на верхнечетвертичный возраст отложений второй террасы. В линзовидно переослаивающихся песках, суглинках и галечниках нижнего горизонта второй террасы М. Г. Поповой-Львовой выявлен довольно богатый комплекс остракод: *Limnocythere postconcava* Neg., *L. postconcava* var. *pomosa* Neg., *L. volgodonica* Neg., *L. dorsotuberculata* typ. et var. *longissima* Neg., *L. inopinata* Braid., *Candocspiella originalis* Neg., *C. uralica* Neg., *Candoniella albicans* Brady, *Candona lactea* Liv., *C. candida* (O. F. Müll.), *C. angulata* Müll., *C. rostrata* Brady et Norm., *Heterocypris reptans* (Braid.), *Iliocypris bradyi* G. O. Sars., *I. gibba* (Ramd.), *Cyclocypris laevis* O. F. Müll., *Eucypris* sp. Характерным для приведенного списка является исчезновение *L. caspiensis* и наличие представителей *Candocspiella*. В нижней части описанных отложений фауна остракод сохраняет еще верхнехазарский облик (присутствие *L. postconcava* и *L. volgodonica*); в верхней части возрастает роль остракод рода *Candocspiella*, в частности появляется *C. uralica*, что, по мнению К. Н. Негадаева-Никонова, позволяет отнести эти осадки к нижней части верхнего плейстоцена или к началу верхнечетвертич-

ного времени. Таким образом, фауна остракод нижнего горизонта второй террасы носит черты переходного этапа от верхнехазарской к нижнехвалынской эпохе.

Нижний горизонт содержит обедненные степные и лесостепные спектры с преобладанием спор и с высокими содержаниями остатков *Peronosporites* на отдельных интервалах разреза. Озерно-болотные глины характеризуются споровыми спектрами, в составе которых главная роль принадлежит остаткам *Peronosporites*. Верхний горизонт, представленный суглинками покровного типа, обнаруживает так же, как и нижний, обедненные лесостепные спектры с большим количеством *Peronosporites*. Значительные максимумы остатков споровых, главным образом *Peronosporites*, свойственны большинству отложений верхнечетвертичного времени. Среди травянистых в приведенных выше спорово-пыльцевых спектрах намечается повышенная роль *Chenopodiaceae*, *Labiatae*, *Cruciferae*, *Compositae*, а также *Hydrocharitaceae*, реже *Nymphaeaceae*.

Второй половине верхнечетвертичной эпохи отвечают отложения первой надпойменной террасы. Эта терраса обычно размывта, снижена и в той или иной степени перекрыта осадками комплекса высокой поймы. Нередко отложения, синхроничные первой террасе, перекрывают комплекс второй надпойменной, образуя маломощный верхний ярус осадочной толщи вторых террас низкого уровня. Высота поверхности первой террасы колеблется в пределах 3—7 м.

В комплексе первой террасы различают два горизонта. Нижний горизонт включает пески и галечники с прослоями серых и зеленовато-серых глин. Нередко пески перекрываются слоем темно-синевато-серой глины с растительными остатками. Этот слой, при отсутствии верхнего горизонта, обычно образует цоколь высоких пойм. Мощность горизонта 1,5—3 м, местами до 8 м. Верхний горизонт представлен темно-буровато- и серовато-коричневыми суглинками и глинами, с оскольчатой и кусковато-призматической отдельностью, содержащими линзы и прослои более или менее окатанных обломков, а также рассеянный обломочный материал. Мощность горизонта 0,5—3 м. Достаточно полные разрезы первой террасы изучены по р. Уралу в районе г. Верхнеуральска, у пос. Уртазым, в устье р. Ори на р. Сакмаре у совхоза Суванякского, в устье р. Бол. Кизила.

К нижнему горизонту террасы приурочены лесостепные и лесные, реже степные спектры. Содержание хвойных приближается к содержанию их на некоторых интервалах разреза среднего — верхнего плиоцена. По количеству пыльцы покрытосеменных древесных глины нижнего горизонта близки к среднечетвертичным осадкам. Спорово-пыльцевые анализы глин и суглинков верхнего горизонта террасы обнаружили лесостепные и степные спектры с преобладанием спор. Среди последних основную массу составляют *Peronosporites*. Из верхнего горизонта М. Г. Поповой-Львовой определены немногочисленные остракоды: *Candona lactea* Liv., *Cyclocypris laevis* O. F. Müll., *Cypris* aff. *pubera* O. F. Müll.

На основании литологического характера осадков и палинологических данных нижний горизонт первой террасы сопоставляется с мологосхексинским межледниковым горизонтом и соответствующей ему верхнехвалынской трансгрессией, верхний — с ошашковской стадией и фазами отступления последнего верхнечетвертичного оледенения.

К голоцену относятся отложения высокой и низкой пойм. Комплекс высокой поймы в нижней части представлен песками и галечниками, достигающими местами на юге восточного склона мощности 4—5 м. Вышележащая (основная) часть комплекса образована переслаиванием

суглинков и песков серых, буровато- и коричневатого-серых. В верховьях долин в основании описанного переслаивания проходят темно-серые торфянистые глины и тяжелые суглинки старичной фации. В песчано-суглинистой толще поймы заключены погребенные почвы или слои, измененные почвенным выветриванием. Мощность описанной части комплекса высокой поймы колеблется от 0,2 до 4,5 м. Аккумулятивная поверхность террасы повышается от верховьев р. Урала до г. Оренбурга с 2 до 5,5 м.

В верхней части комплекса высокой поймы большинства рек восточного склона были найдены черепки, куски обожженной глины и нередко расколотые кости домашних животных: *Bos taurus* L., *Equus caballus* L., *Ovis aries* L., *Carpa hircus* L. Часть фрагментов керамики, собранных В. Л. Яхимович в верхнем слое высокой поймы р. Уя у пос. Пичугинского, по определению О. Н. Бадера (1959), относится к позднему железному веку, другая же часть принадлежит к андроновской культуре эпохи бронзы (вторая половина второго тысячелетия до н. э.). Очевидно, в данный слой оказались включенными фрагменты, вымытые из более древних горизонтов поймы.

Описанная находка указывает на голоценовый возраст пойменных комплексов. В старичных глинах основания высокой поймы М. Г. Поповой-Львовой установлена следующая ассоциация остракод: *Candona albicans* Brady, *C. rostrata* Brady et Norm., *Candoniella subellipsoida* Shagar., *Cyclocypris laevis* (O. F. Müll.), *Ilyocypris bradyi* G. O. Sars., *Cypria reptans* Gronst., *Eucypris* sp. Состав остракод голоценовых отложений, так же как и отложений верхнего горизонта плейстоцена, характеризуется исчезновением представителей *Limnocythere* и присутствием, иногда в очень большом количестве, экземпляров из родов *Candona*, *Candoniella*, *Cyclocypris*.

К основной суглинистой толще поймы приурочены главным образом лесостепные, реже лесные и степные комплексы, весьма близкие к описанным для нижнего горизонта первой террасы.

В погребенных почвах или слоях, измененных почвенным выветриванием, выявлены спектры с преобладанием споровых (*Peronosporites* и мхов), преимущественно степные, служащие аналогом спектров верхнего горизонта первой террасы.

Комплекс низкой поймы включает в себя сероцветные пески, галечники, супеси и суглинки. Нередко встречаются лишь пески и галечники, залегающие на сниженной поверхности высокой поймы. Высота низкой поймы изменяется от 1 до 2,5 м. Комплекс высокой поймы условно отнесен к первой половине голоцена, комплекс низкой — ко второй половине. Аллювию пойм синхроничны современные озерные и болотные отложения.

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

ОБЩИЙ ОБЗОР

В границах Башкирской АССР и Оренбургской области магматические породы выходят на поверхность только в пределах Южного Урала. Проявления магматизма здесь, как и на всем Урале, относятся к нескольким тектоно-магматическим циклам: нижнепротерозойскому*, верхнепротерозойскому — нижнекембрийскому и каледоно-варисскому. Эти циклы подразделяются на этапы, описание которых приводится в очерках по отдельным регионам Южного Урала, помещенных ниже.

Нижнепротерозойский тектоно-магматический цикл. Об особенностях этого цикла свидетельствуют магматические породы древнейших комплексов Южного Урала, принимаемых с той или иной степенью вероятности за нижнепротерозойские образования: на западном склоне — тараташского, в зоне хр. Урал-Тау максютовского.

В составе тараташского комплекса встречаются ортогнейсы, амфиболиты; толщи его прорваны калиевыми гранитами, габбро и пироксенитами. Возраст интрузий этих пород определяется находками последних в виде фрагментов в конгломератах базального горизонта айской свиты.

В максютовском комплексе широко распространены гранато-глаукофановые сланцы и эклогиты, являющиеся продуктами регионального прогрессивного метаморфизма вулканогенных и интрузивных пород основного состава. Комплекс прорывается многочисленными досуваянскими, досреднепротерозойскими интрузиями гипербазитов, обращенных при региональном метаморфизме в антигоритовые серпентиниты. В отличие от тараташского комплекса, приуроченного к области западного склона, максютовский комплекс, формировавшийся в нижнем протерозое в условиях геосинклинальной обстановки, характеризуется значительной деятельностью ультраосновной магмы и отсутствием интрузий кислой магмы.

Среднепротерозойский тектоно-магматический цикл, по Д. Г. Ожиганову, проявился в эпоху формирования нижней серии суваянского комплекса. Судя по ортосланцам этого комплекса, магматизм данного цикла характеризуется излияниями и интрузиями базальтовой и ультраосновной магмы. Не исключена возможность, что среднепротерозойский возраст имеют основные эффузивы белорецкого комплекса, из которых здесь при региональном метаморфизме образовались амфиболиты.

Верхнепротерозойский — нижнекембрийский тектоно-магматический цикл. В области древних свит Центральной зоны западного склона магматические проявления в верхнепротерозойское и нижнекембрийское

* Д. Г. Ожиганов выделяет в истории развития зоны Урал-Тау еще среднепротерозойский тектоно-магматический цикл,

время не отличались интенсивностью. Здесь породы магматического происхождения по отношению к осадочным породам имеют резко подчиненное значение и связаны только с некоторыми свитами. Вулкано-генные породы, нередко сохранившие в той или иной степени состав и структуру, представлены преимущественно диабазами, порфиритами и их туфами. В сложении машакской свиты, кроме того, принимают участие кварцевые альбитофиры и их туфы. Интрузивные породы образуют дайки и представлены габбро, габбро-диабазами, конга-диабазами и эссексит-диабазами. К описываемому циклу эти интрузивные породы отнесены условно; не исключено, что какая-то часть их образовалась в палеозое. Следует отметить, что характерной чертой магматизма Центральной зоны западного склона является полное отсутствие интрузий гипербазитов. За границей рассматриваемой территории в этой же зоне находится Бердяшская интрузия гранитов рапакиви и щелочных пород.

В зоне Урал-Тау в верхнем протерозое в эпохи накопления осадочных толщ верхней серии суванякского комплекса магматические проявления были очень слабыми. Материал вулканогенного происхождения в сложении этой серии играет незначительную роль. В конце же рассматриваемого цикла, главным образом в нижнем кембрии, в южных районах восточной части западного склона (Приурал-Тауская зона) вулканогенная деятельность заметно оживляется, о чем свидетельствует присутствие в толщах, относимых предположительно к кембрию и в некоторых случаях (на основании присутствия археоциат) к нижнему кембрию, диабазов, спилитов и альбитофиров. Позднекембрийский магматизм области Урало-Тобольского антиклинория, судя по распространенности в границах ее ортосланцев, образовавшихся при региональном метаморфизме из диабазов и порфиритов, отличался длительностью и интенсивностью, особенно в северных районах зоны.

Каледоно-варисский тектоно-магматический цикл. По времени проявления он отвечает нескольким периодам палеозоя, начиная с ордовика и кончая пермью, и подразделяется на ряд этапов. Как и в более ранние эпохи геологической истории, в указанные периоды палеозоя территория Южного Урала не была однородной в отношении состояния развития земной коры. Так, например, область восточного склона вплоть до верхнего карбона характеризовалась условиями типично геосинклинальными с интенсивным проявлением вулканической и интрузивной магматической деятельности и неспокойной тектонической обстановкой, сказавшейся на формировании синклиналиных прогибов и геоантиклиналей, отличающихся друг от друга характером проявления магматизма. Область западного склона, находящаяся, как и в предшествующие периоды геологической истории, в условиях полуплатформы, испытывает дальнейшие ослабления магматической деятельности, особенно в зоне залегания древних свит. Только в Приурал-Тауской зоне в отдельных частях ее, тяготеющих к западной границе метаморфического пояса Урал-Тау, вулканическая и интрузивная деятельность была более или менее интенсивной, но по сравнению с восточным склоном она была здесь менее продолжительной (в основном приурочена к силуру и нижнему девону).

В зоне метаморфического пояса хр. Урал-Тау магматизм в палеозое выразился в формировании интрузий габбро и гипербазитов, приуроченных к разломам большой протяженности, начало формирования которых падало на каледонское время.

Далее кратко рассматриваются особенности магматизма каледоно-варисского времени по отдельным областям и зонам Южного Урала в порядке расположения их с запада на восток.

В зоне древних свит западного склона в крыльях Башкирского антиклинория отложения ордовика, силура, девона и карбона представлены исключительно осадочными породами. Вулканогенные образования — эффузивы и туфы — отсутствуют. В связи с общими восходящими движениями приосевой части указанного антиклинория происходило образование небольших разломов. По-видимому, некоторые жилобразные тела габбро и габбро-диабазов, встречающиеся здесь, приурочены к этим разломам.

В Приурал-Тауской зоне западного склона вулканогенные породы среди ордовикских отложений известны только в районе Сакмарского поднятия, где к осадочным толщам кураганской свиты приурочены линзы диабазов, диабазовых порфиритов и прослойки туфов и туффитов.

Более интенсивным и длительным был силурийский и нижнедевонский магматизм, причем значение его заметно возрастает в районах Кракинского и Сакмарского поднятий. В районе поднятия Крака вулканогенные породы представлены главным образом диабазами и спилитами, меньше развиты порфириты; альбитофиры сравнительно редки (бетринская свита). Аналогичного состава вулканогенные породы распространены в районе Сакмарского поднятия, но здесь заметно возрастает роль спилитов, а местами и кератофилов (сакмарская свита).

Интрузивный магматизм в границах западного склона главным образом свойственен Приурал-Тауской зоне, причем он приурочен в основном к отмеченным выше районам залеганий вулканогенных пород: Кракинскому и Сакмарскому поднятиям.

Наиболее крупные интрузии образовали гипербазиты, особенно в Кракинском поднятии. Возраст этих интрузий является предметом многолетних дискуссий. Считаясь с наличием обломков серпентинитов во вмещающих ее осадочно-вулканогенных толщах лудлоу и учитывая взаимоотношения данных толщ с интрузивными породами, одни исследователи склонны относить эту интрузию к долудловскому времени, а другие приписывают ей верхнекарбонный возраст. Вопрос о возрасте гипербазитов Сакмарского поднятия также решается по-разному. В связи с отнесением пород катралинской свиты к верхнему девону и наблюдающимися случаями присутствия жил серпентинитов, секущих девонские граувакки, интрузии гарцбургитов считаются верхнепалеозойскими. Возможно, что здесь находятся и более древние массивы этих пород.

Интрузивные породы в рассматриваемой зоне, кроме гипербазитов, представлены габбро и габбро-диабазами. Они образуют преимущественно жилы различного размера. Последние большей частью приурочены к местным разломам, секущим массивы гипербазитов. Породы более кислого состава не имеют распространения. Только в массивах Крака встречаются небольшие редкие дайки роговообманкового сиенита, а в северной части Сакмарского поднятия — гранит-порфира.

Магматическая деятельность Приурал-Тауской зоны западного склона пространственно тяготеет к разлому большой протяженности, отвечающему стыку палеозойских пород этой зоны с образованиями метаморфического пояса Урал-Тай. Излияния лав преимущественно основного состава имели наибольшее проявление в силуре и протекали в обстановке развивающегося прогиба, восточнее которого продолжала формироваться геоантиклиналь зоны Урал-Тай.

Восточный склон в среднем палеозое и в значительной части верхнего палеозоя, вплоть до верхнего карбона, являлся областью внутренних зон Уральской геосинклинали, характеризующейся интенсивным магматизмом и проявлением тектонических движений.

В этой области выделяются две геотектонические зоны, одна из которых (западная) отвечает границам Магнитогорского синклинория, а другая (восточная) — границам Восточно-Уральского антиклинория. Первая зона почти целиком входит в описываемую территорию Башкирской АССР и Оренбургской области, а вторая — только незначительной частью в крайние восточные районы Оренбургской области.

Проявления магматизма в северной части Магнитогорского синклинория относятся к каледоно-варисскому тектоно-магматическому циклу, подразделяемому на этапы: 1) ордовикско-нижнедевонский, 2) среднедевонский, 3) верхнедевонский — нижнетурнейский и 4) каменноугольно-пермский.

Ордовикско-нижнедевонский этап характеризуется широким образованием диабазо-альбитофирового и андезито-базальтового вулканогенных комплексов пород. Интрузивный магматизм проявлялся внедрением гипербазитов и пород основного и среднего составов. Среднедевонский этап отличается локальным образованием пород диабазо-альбитофирового и андезито-дацитового комплексов. С интрузивной магматической деятельностью связано образование крупных интрузий гипербазитов и подчиненных им небольших интрузий кварцевых диоритов и плагиогранитов. Верхнедевонский — турнейский этап отмечается значительной вулканической деятельностью, образованием пород преимущественно андезито-базальтовой формации. В этом этапе произошло образование малых интрузий габброидов и диоритов. В нижнекаменноугольно-пермском этапе вулканическая деятельность значительно ослабевает и выражается в образовании диабазов и комплекса пород от оливиновых базальтов до липаритов. Магматизм носил преимущественно интрузивный характер. В этом этапе образуются интрузии гипербазитов и гранитоидов.

Особенности магматизма южной части Магнитогорского синклинория (Оренбургская область), по представлениям некоторых исследователей, выражаются в несколько иных этапах его развития. Здесь в каледоно-варисском цикле выделяются следующие этапы вулканической деятельности (Сергиевский): лландоверско-нижневенлокский, венлокско-нижнелудловский, верхнелудловско-нижнедевонский, кобленцско-эйфельский, среднедевонский, верхнедевонский и нижнекарбонный. Интрузии по возрасту подразделены на силурийские, девонские, каменноугольные и пермские. В отношении состава и характера развития лавовых излияний и интрузий рассматриваемая часть Магнитогорского синклинория в основном сходна с северной частью его, находящейся в пределах Башкирской АССР.

Магматизм Восточно-Уральского антиклинория (Оренбургская область) характеризуется проявлением как вулканической, так и интрузивной деятельности.

Вулканогенные породы встречаются среди отложений от позднего докембрия до нижнего карбона включительно (В. Н. Краснова). Позднедокембрийскими считаются породы типа диабазов и порфиритов, служивших начальным материалом для амфиболитов и амфиболовых сланцев. Судя по присутствию диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов, в отложениях нижнего палеозоя выделяется соответствующий этап основного вулканизма, наиболее интенсивное проявление которого происходило в кембрии. Следующий цикл эффузивной деятельности проявляется в верхнем силуре и девоне, где в данном регионе происходят значительные тектонические движения. В начале цикла происходит накопление основных эффузивов и их туфов, а в конце его, помимо этого, альбитофиров, дацитов и трахилипаритов.

В турнейский этап эффузивная деятельность развивается в направлении увеличения кислотности — от диабазов до андезито-базальтов и альбитофиров. Визейский вулканизм характеризуется значительным образованием палеобазальтов, липаритов, порфиров и их туфов.

Область Восточно-Уральского антиклинория отличается от всех зон Южного Урала весьма интенсивной интрузивной магматической деятельностью. Интрузивный магматизм по времени его проявления подразделен на позднедокембрийский, нижнепалеозойский и девонский. Позднедокембрийский интрузивный магматизм характеризуется интрузиями гранитоидов, обращенных при метаморфизме в гнейсо-граниты, гнейсо-аплиты и другие гнейсы, играющие большую роль в сложении докембрийских толщ. Нижнепалеозойские интрузии представлены биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, измененными в гнейсо-граниты. Для интрузивного магматизма девонского возраста характерно образование небольших интрузий основного состава: габбро, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и других пород. К интрузиям этого же возраста принадлежат гранитоиды мариинского и кайрактинского комплексов, а также габбро-диориты джанганинского комплекса.

Метаморфизм всех зон Южного Урала изучен слабо. Остается неосвещенным химизм процессов, вызвавших метаморфизм как осадочных, так и магматических пород.

Условия метаморфизма не были для всего Южного Урала в одни и те же эпохи геологической истории одинаковыми. Каждая геотектоническая зона его в докембрии и палеозое имела свою обстановку, сказывающуюся на том или другом изменении начальных пород. Особенности метаморфизма пород указанных зон в порядке их расположения с запада на восток рисуются в следующем виде.

Зона древних свит области западного склона. Благодаря отсутствию проявлений складчатых движений в периоды формирования пород этих свит и сравнительно слабому проявлению магматизма мощный комплекс их, несмотря на приписываемый ему докембрийский возраст, метаморфизован слабо. Многие породы почти сохранили структуру исходных осадков, а те, которые изменились, не ушли в своем метаморфизме, как правило, дальше состояния филлитов. Характерно, что большой разницы между свитами, залегающими в нижних и верхних частях их общего разреза, в степени и глубине метаморфизма обычно не наблюдается. Что касается пород вулканогенного происхождения, то они подверглись зеленокаменному изменению нередко со значительным сохранением начальных структур и минералов.

В Приурал-Тауской зоне наиболее древние породы докембрийского возраста относятся к белорецкому комплексу. Он по сравнению с породами упомянутых древних свит метаморфизован сильнее. Региональный прогрессивный метаморфизм сказался здесь на образовании в условиях мезозоны амфиболитов с гранатом и различных мусковитовых и двуслюдяных сланцев гнейсовидного облика. Такое состояние пород белорецкого комплекса связано в обстановкой более или менее высоких ступеней регионального метаморфизма, обусловленного сравнительно глубоким залеганием этого комплекса в общем разрезе Южного Урала и формированием его в такие стадии развития земной коры западного склона, когда еще продолжался процесс образования фундамента западного склона (Ожиганов, 1940, 1956). Палеозойские осадочные породы Приурал-Тауской зоны метаморфизованы слабо. Среди них господствуют глинистые сланцы, кварцевые и полимиктовые песчаники, известняки и доломиты. Все эти породы содержат в себе определяемые остатки палеозойской фауны. Основные магматические

породы в той или иной степени претерпели зеленокаменное изменение и сохранили в себе реликты структур своего начального состояния. Гипербазиты под влиянием аутометаморфизма перешли в серпентиниты в периферийных частях крупных массивов. Небольшие массивы полностью серпентинизированы.

Зона Урал-Тау в периоды образования толщ пород нижнего комплекса и нижней серии верхнего комплекса переживала геосинклинальные условия, характеризовавшиеся значительными складчатыми движениями и проявлением интенсивного магматизма. Породы метаморфизованы. Глубина метаморфизма возрастает от верхних серий к нижним, от филлитовых фаций к гранато-глаукофановой и эклогитовой фациям.

Породы зоны Урал-Тау, впервые образовавшиеся при региональном прогрессивном метаморфизме, в дальнейшей истории докембрия и палеозоя подверглись неоднократному влиянию регионального регрессивного метаморфизма разных ступеней. С ним связано, например, зеленокаменное изменение эклогитов, глаукофановых сланцев, амфиболитов, а также мусковитизация и окварцевание как этих, так и близких к ним по уровню прогрессивного метаморфизма пород (Д. Г. Ожиганов).

В границах Магнитогорского синклинория процессы метаморфизма протекали в связи с тектоническими движениями и проявлениями магматизма на различных этапах развития геосинклинали (О. А. Нестоянова).

Время регионального метаморфизма, выраженного в различных ступенях, колеблется от верхнего силура до верхнего палеозоя. Характерен региональный метаморфизм вулканогенных толщ, породы которых претерпели зеленокаменное изменение с образованием минералов фации зеленых сланцев. Степень регионального метаморфизма как вулканогенных, так и осадочных пород заметно падает от силурийских отложений к верхнедевонским и нижнекаменноугольным. В указанных породах нередко сохраняются первоначальные особенности минералогического состава и структур. Местами на процессе регионального метаморфизма сказывается влияние низких и средних ступеней контактового прогрессивного метаморфизма в ореолах гранитоидных интрузий. Интрузивные породы довольно часто изменены под влиянием аутометаморфизма и гидротермального метаморфизма.

Зона Восточно-Уральского антиклинория по сравнению с областью Магнитогорского синклинория развивалась в иных геотектонических условиях, сказавшихся на мощных проявлениях в границах ее интрузий магм, особенно кислых. Такой магматизм сказался на многих особенностях метаморфизма пород этой зоны.

Региональному метаморфизму в зоне Восточно-Уральского антиклинория подверглись толщи пород от докембрия до карбона включительно. Его можно подразделить на три этапа (В. Н. Краснова). В первом этапе подверглись впервые региональному метаморфизму отложения докембрия нижнего палеозоя. Этот метаморфизм имел прогрессивный характер, происходил он в условиях высоких температур и давления. Верхний предел возраста его 470—450 млн. лет. Этот метаморфизм характеризуется образованием комплекса минералов амфиболитовой фации. Второй этап регионального метаморфизма происходит в более низкотемпературной обстановке, в условиях альбит-эпидот-амфиболитовой фации. По времени проявления он охватывает почти весь средний палеозой. Для метаморфических пород, образовавшихся в первом этапе, изменения, обусловленные обстановкой рассматриваемого этапа, носили уже регрессивный характер. Третий этап метамор-

физма выражен фацией зеленых сланцев. По отношению к ранее образовавшимся метаморфическим породам он носил регрессивный характер.

Метаморфизм, связанный с влиянием интрузий, можно подразделить на контактовый и инъекционный (В. Н. Краснова). Первый проявляется в контактах гранитных интрузий. Под влиянием его образуются роговики и скарны, а также происходят изменения окружающих пород, обуславливающие появление зон: хлоритовой, биотитовой, гранат-ставролитовой и зоны фельдшпатизации.

Существенное влияние на изменение пород оказал инъекционный метаморфизм. Он выражается в инъекциях гранитных растворов в породы, вмещающие интрузии. Мощность инъекционных зон у крупных гранитных интрузий иногда достигает 2—3 км. Как в породах этих зон, так и в самих телах гранитных интрузий под влиянием процессов метаморфизма происходят существенные изменения в минеральном составе. Следует отметить гидротермальный метаморфизм, наблюдающийся вблизи различных жил, около рудных тел и в зонах значительных тектонических нарушений. Он сказывается на изменениях боковых пород (хлоритизация, окварцевание, серицитизация, альбитизация, эпидотизация и пр.).

Влияние на облик метаморфических пород в различной степени оказал дислокационный метаморфизм. Он сказывается на изменениях минерального состава, структур и текстур пород, попавших под его воздействие, оказывает влияние на образование слюдистых минералов, хлорита, карбоната и эпидота, а также на образование катакластических структур, милонитизации и рассланцевания. Это способствует лучшей проницаемости в породы воды и летучих компонентов, а следовательно, и усилению процессов регрессивного метаморфизма.

Таким образом, как следует из вышеизложенного, исходные осадочные и магматические породы Южного Урала (в границах описываемой территории) в разных геотектонических зонах претерпели региональный прогрессивный и регрессивный метаморфизм. Наиболее высокие ступени прогрессивного регионального метаморфизма, характеризующегося наличием пород фации эклогитов, гранато-глаукофановых сланцев, амфиболитов, свойственны нижнему, максютовскому комплексу зоны Урал-Тау. Меньшая ступень регионального прогрессивного метаморфизма, но все же характеризующаяся амфиболитовой фацией, свойственна белорецкому комплексу и докембрийским толщам Восточно-Уральского антиклинория. Региональный прогрессивный метаморфизм фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов характерен для магматических пород района древних свит западного склона и палеозойских магматических образований Кракинского и Сакмарского поднятий, а также Магнитогорского синклинория и палеозойских магматических толщ Восточно-Уральского синклинория. Породы осадочного генезиса докембрия зоны древних свит, верхней серии суваньякского комплекса и палеозойских толщ Восточно-Уральского антиклинория характеризуются региональным метаморфизмом фации филлитов.

Контактовый и инъекционный метаморфизм имеет большое значение в зоне Восточно-Уральского антиклинория, поскольку эта зона отличается от остальных зон Южного Урала максимальным проявлением интрузивной деятельности гранитной магмы. Эта же зона характеризуется значительным проявлением гидротермального метаморфизма. Контактный, инъекционный и гидротермальный метаморфизм сыграли существенную роль в изменениях пород и в районах развития гранитоидных интрузий Магнитогорского синклинория.

ВУЛКАНИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ РЕГИОНА ДРЕВНИХ СВИТ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Под древними свитами западного склона Южного Урала понимается мощный комплекс позднедокембрийских осадочных в той или иной степени метаморфизованных отложений, подстилающих отложения фаунистически охарактеризованного палеозоя. В данном очерке описываются проявления вулканизма и метаморфизма только на площади развития этих свит в первой из указанных областей.

Специальные тематические исследования по магматизму и метаморфизму региона древних свит в гранитах Башкирии не проводились. Некоторые сведения о магматических породах в указанной области приведены в работах Л. К. Конюшевского (1906), Ф. Н. Чернышева (1883, 1889), Н. Н. Дингельштедта (1933), М. Н. Доброхотова (1933), Р. Э. Квятковского (1933), А. И. Иванова (1937, 1950) и других исследователей. В работах сводного характера Н. К. Высоцкого (1931), А. Н. Заварицкого (1924, 1939) и В. М. Сергиевского (1939) приводятся некоторые данные по магматизму и метаморфизму площади развития древних свит. Магматические породы описаны также О. П. Горяиновой (1943), М. П. Вербицкой и М. Т. Орловой (1957), Ю. Д. Смирновым и А. И. Кукушкиным (1957) и Н. А. Румянцевой (1960, 1962).

В зоне древних свит магматические породы не пользуются широким распространением. Они представлены эффузивами докембрийско-нижнекембрийского тектоно-магматического цикла. К этому же и частично к каледоно-варисскому циклам относятся и интрузивные образования.

Среди древних свит западного склона Южного Урала (в пределах Башкирии) вулканогенные породы играют резко подчиненную роль по отношению к осадочным породам. Наибольшее развитие они имеют в составе машакской свиты. Маломощные одиночные пласты зеленокаменных пород известны также в авзянской и зигазино-комаровской свитах, однако не исключена возможность, что они произошли за счет гипабиссальных интрузий.

В машакской свите вулканогенные породы распространены неравномерно. В южных разрезах (хр. Большой Шатак) они залегают преимущественно в низах свиты, где перемежаются с конгломератами и песчаниками. По направлению к северу количество вулканогенных пород в упомянутой свите постепенно увеличивается и севернее горы Иремель они преобладают над осадочными породами, представленными здесь преимущественно песчаниками и алевролитами. Переменяемость вулканогенных пород с крупноглыбовыми конгломератами или с песчаниками и алевролитами, в которых обычно наблюдаются знаки волнений и течений, свидетельствует о том, что извержения происходили в мелководных условиях (вблизи береговой линии). Вулканогенные породы машакской свиты представлены в основном диабазами и порфиритами (часто измененными в зеленые сланцы и амфиболиты), с которыми ассоциируют туфы этих пород, и вулканогенные шлаки.

В Златоустовском районе в составе свиты очень широко распространены также кварцевые альбитофиры; встречаются они и в более южных районах, где мощность их заметно падает.

Диабазы и порфириты представляют собой темно-зеленые или зеленовато-серые мелкозернистые или афанитовые породы массивного сложения, всегда с прекрасно выраженной столбчатой или толстоплитчатой отдельностью. Диабазы имеют офитовую или бластоофитовую структуру и состоят из лейст плагиоклаза (30—50%), обычно полно-

стью сосюритизированного или альбитизированного, в интерстициях между которыми располагаются вторичные уралит (40—50%), хлорит (10—20%), эпидот (10—20%), магнетит, кварц и карбонат. Порфириды внешне отличаются от диабазов хорошо выраженной миндалекаменной текстурой и присутствием мелких вкрапленников серицитизированного полевого шпата. Основная масса их имеет лепидогранобластовую структуру и состоит из серицита, хлорита, кварца, рудных минералов и лейкоксена.

Кварцевые альбитофиры — серые, иногда зеленоватые породы с хорошо заметными вкрапленниками полевого шпата до 3—4 мм в длину. Полевой шпат представлен пелитизированным или серицитизированным альбит-олигоклазом. Кроме того, в качестве вкрапленников встречается хлоритизированный биотит. Основная масса пород имеет микрофельзитовую структуру и представляет агрегат зерен альбита, кварца, чешуек серицита, биотита, хлорита и игл амфибола. В незначительном количестве присутствуют зерна магнетита, эпидота, лейкоксена, циркона, апатита и сфена.

Туфы имеют отчетливо выраженное брекчиевидное строение и состоят из обломков размером от долей миллиметра до 7—8 см в поперечнике. В качестве обломков в туфах встречаются частицы шлака, вытянутые обломки кварцево-серицито-хлоритовых сланцев и угловатые зерна кварца. Цементирующая масса представлена агрегатом зерен эпидота, содержащим тонкую пыль рудного минерала и лейкоксена. В некоторых случаях цементом туфов является кальцит.

Вулканические шлаки — рассланцованные породы с резко выраженной пузыристой текстурой имеют размер пузырей от 0,5 до 1,5 мм в диаметре. Пузыри обычно вытянуты в одном направлении, заполнены агрегатом хлорита и иногда кальцита и отделяются друг от друга лишь тонкой пленкой хлоритизированного стекла. Кроме хлорита и кальцита, в породах встречаются единичные зерна эпидота, кварца и титаномагнетита.

Интрузивные породы представлены главным образом разнообразными габброидами, залегающими в виде даек и межпластовых согласных интрузий. Они приурочены к различным по возрасту свитам и, по видимому, сами неоднородны. По составу и степени изменения среди них могут быть выделены три группы пород: 1) амфиболитизированные нормальные габбро, габбро-диабазы и конга-диабазы; 2) субщелочные габброиды (эссексит-диабазы) и 3) долериты и долеритовые порфириды.

Амфиболитизированные основные породы встречаются в ядре Ямантауского антиклинория в отложениях бурзянской серии. Они залегают в виде межпластовых тел или даек от 5 до нескольких десятков метров мощности, дислоцированных вместе с вмещающими их осадочными породами. В этой группе пород выделены габбро, диабазы, габбро- и конга-диабазы.

Амфиболитизированное габбро — зеленоватая и зеленовато-серая порода бластогаббровой структуры, состоит из уралита, нацело замещившего пироксен, и сосюрита, развивавшегося по основному плагиоклазу, который сохраняется лишь в краевых частях некоторых зерен. Породы содержат незначительное количество кварца, мелкие зерна которого заключены между реликтами кристаллов. Они встречены в центральной части Башкирского антиклинория.

Эссексит-диабазы слагают обычно межпластовые согласные тела мощностью до нескольких метров. Эти породы имеют габбро-офитовую или гипидиоморфнозернистую структуру; в последнем случае темно-

цветные минералы отчетливо идиоморфны по отношению к полевоому шпату. Породы состоят в основном из лейст плагиоклаза, полностью замещенного пренитом, скаполитом и соссюритом, и авгита, часто уралитизированного. В промежутках между этими минералами встречаются калиевый полевой шпат (иногда в микропегматитовых сростаниях с кварцем), биотит и бурая роговая обманка и титаномагнетит с лейкоксеном. Среди аксессуаров характерен обильный апатит. В некоторых разновидностях щелочных габброидов темноцветные минералы полностью представлены биотитом и базальтической или баркевикитовой роговой обманкой.

Долериты и долеритовые порфириды встречаются обычно в виде секущих даек мощностью до нескольких десятков метров среди различных древних свит; на Среднем Урале совершенно тождественные им породы секут отложения верхнего силура, что позволяет определить нижний предел их возраста как верхний силур — нижний девон. Долериты имеют офитовую или пойкилоофитовую структуру и состоят из лейст очень свежего зонального или слегка пренитизированного лабрадора, в офитовых промежутках между которыми располагаются зерна моноклинного пироксена, близкого пижониту. В зернах пироксена иногда встречаются пойкилитовые вроски оливина, замещенного боулингитом. В некоторых случаях в заполнении офитовых промежутков наряду с пироксеном участвуют микропегматит и кварц. Из аксессуаров встречаются титаномагнетит и апатит.

Долеритовые порфириды имеют порфировую структуру. Структура основной ткани этих пород вариолитовая. Порфиновые выделения представлены лабрадором, переполненным тончайшими слюдисто-пренитовыми чешуйками, агрегатом талька, кварца и карбоната. Основная ткань состоит из вариолитовых сростков плагиоклаза и моноклинного пироксена, а также небольшого количества стекловатого остатка, замещенного хлоритом и минералами группы эпидота. Породы содержат также обильную примесь равномерно рассеянных мелких зерен рудного минерала.

С гидротермальными фазами магматической деятельности, проявившейся внедрением в отложения древних свит пород диабазового ряда, связано образование и свинцово-цинковых руд Верхне-Аршинского и Николаевского месторождений (окрестности г. Тирляна).

С гидротермами основной магмы, возможно, связано также образование Махмутовского месторождения красного железняка, залегающего в виде жил в доломитах реветской подсвиты авзянской свиты.

В области древних свит западного склона отмечается единичный случай нахождения небольшой жилы плагиогранита на р. Кургале в отложениях юшинской свиты. Порода характеризуется серовато-зеленой окраской, крупной и мелкокристаллической призматически-зернистой структурой и состоит из плагиоклаза, биотита (до 30%), кварца и единичных зерен микроклина. Плагиоклаз в удлиненных зернах, с зональной структурой, почти нацело замещен серицитом и отчасти эпидотом. Биотит в значительной степени замещен хлоритом.

Породы описываемой зоны метаморфизованы слабо. Степень изменения их устанавливается по глинистым породам, которые в ашинской и каратауской сериях относятся к аргиллитам и глинистым сланцам, а в юрматинской серии — к глинистым сланцам в стадии перехода их в филлиты. Типоморфными минералами в породах являются хлорит, серицит, а в сланцах зигальгинской свиты — изредка и оттрелит.

Эффузивные породы бурзянской серии метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ ПРИУРАЛ-ТАУСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА

Приурал-Тауская зона граничит на востоке на всем своем протяжении с метаморфическим поясом Урал-Тау. В верхнем протерозое, нижнем и среднем палеозое эта область, сохраняя многие черты полуплатформенного состояния земной коры, свойственного в эти этапы геологической истории всему западному склону, отличалась от остальных частей его такими проявлениями магматизма, которые более или менее приближали ее к восточному склону Южного Урала, развивавшемуся в палеозое в условиях геосинклиальной обстановки. В данном случае мы имеем в виду образование в описываемой зоне крупных интрузий гипербазитов и проявление в отдельных частях ее вулканической деятельности, которая по составу и размеру излияния лав и выброса туфов была аналогична такой же деятельности восточного склона. Как известно, остальная часть западного склона лишена интрузий гипербазитов, а эффузивы и их туфы в границах ее играют весьма малую роль.

Вулканизм и метаморфизм Приурал-Тауской зоны не являлись предметом специальных работ. Особенности их освещались главным образом на основе данных, полученных во время проведения геологических съемок, поисков и разведки полезных ископаемых в статьях Н. Н. Дингельштедта (1933), Л. С. Либровича (1932), В. П. Логинова (1933), С. В. Москалевой (1958), Д. Г. Ожиганова (1937, 1941, 1955, 1960), В. Н. Павлинова (1937, 1939), В. М. Сергиевского (1941, 1958), Г. А. Соколова (1938), А. В. Хабакова, А. Д. Петровского (1957), Е. Э. Разумовской (1941) и др.

Породы магматического происхождения в Приурал-Тауской зоне встречаются среди отложений допалеозоя, нижнего и среднего палеозоя. Учитывая это, а также особенности тектогенеза в истории развития данного региона, можно выделить среднепротерозойский, верхнепротерозойский—нижнекембрийский и каледоно-варисский тектоно-магматические циклы.

Среднепротерозойский тектоно-магматический цикл. В Приурал-Тауской зоне к среднему протерозою относятся азикеевская и сюрюньякская свиты белорецкого комплекса, к которым приурочены ортосланцы, образовавшиеся из вулканогенных и интрузивных магматических пород. Соответственно этому в указанном тектоно-магматическом цикле здесь выделяются два этапа: азикеевский и сюрюньякский.

Магматические породы того и другого этапа при региональном прогрессивном метаморфизме явились исходными материалами для образования амфиболитов. Амфиболиты азикеевской свиты в западном крыле Яндыкской антиклинали слагают хр. Белятур. Полоса их протягивается вдоль западного склона хр. Малого Малинового. Встречаются они и в других местах развития азикеевской свиты. Амфиболиты присутствуют в верхней половине разреза азикеевской свиты, обычно в виде выдержанных по простираанию горизонтов, имеющих местами признаки слоистости. Породы сланцеваты. Главнейшими породообразующими минералами являются плеохроирующая от зеленых до слабых голубоватых тонов роговая обманка и альбит. Сильно расщепленные амфиболиты содержат в себе, кроме указанных минералов, кварц, эпидот, биотит и хлорит. Такие разновидности нередко переходят в амфиболо-биотитовые и биотито-хлоритовые сланцы. Структура амфиболитов нематобластовая. Акцессорные минералы представлены главным образом ильменитом и магнетитом. Амфиболиты сюрюньяк-

ской свиты не имеют существенных отличий в своем составе и структуре от описанных амфиболитов азикеевской свиты. Судя по условиям залегания, начальными породами для амфиболитов служили основные эффузивы и их туфы. В образовании сравнительно мощной толщи амфиболитов хр. Белятур, возможно, играли некоторую роль и основные интрузивные породы.

Верхнепротерозойский—нижнекембрийский цикл. Нижнекембрийский этап названного цикла характеризуется особенностями состава тереклинской фаунистически охарактеризованной нижнекембрийской свиты нижнего кембрия, которая выделена в разрезе южных районов Приурал-Тауской зоны. По данным А. В. Хабакова и А. Д. Петровского (1961), в сложении этой свиты, кроме известняков с остатками нижнекембрийских археоциат, принимают участие диабазы, туфы, плагиоклазовые порфириты основного состава, туффиты и кремнистые сланцы. Мощность вулканогенной толщи превышает 200 м. Приведенные данные свидетельствуют о том, что на юге Приурал-Тауской зоны в самом начале палеозоя происходила вулканическая деятельность. Излияния были базальтового состава.

Каледоно-варисский тектоно-магматический цикл. Ордовикский этап магматизма в Приурал-Тауской зоне может быть охарактеризован тоже на примере только ее южных районов. Здесь в кидрясовской свите нижнего ордовика среди осадочных толщ встречаются прослойки диабазов, а в залегающей выше кураганской свите, относящейся в основном к среднему ордовику, господствующим глинистым и туфогенно-глинистым сланцам подчинены диабазы, фельзиты, альбитофиры и их туфы.

Силурийский и нижнедевонский этап. Палеогеографическая обстановка в силуре и нижнем девоне в Приурал-Тауской зоне по сравнению с обстановкой нижнего палеозоя существенно осложнилась благодаря более дифференцированному и более значительному движению на общем фоне развивающегося прогиба. В этом прогибе в рассматриваемый этап были три структурно-фациальные зоны: Прибельская, Кракинская и Сакмарская.

Прибельская структурно-фациальная зона на всем своем протяжении от р. Ика на юге до Тирлянкой и Юрюзанской синклиналей на севере лишена магматических проявлений. Отложения силура и нижнего девона представлены фаунистически охарактеризованными терригенными осадками и известняками.

Кракинская структурно-фациальная зона характеризуется в силуре и нижнем девоне значительным магматизмом. Отложения этого времени представлены бетринской свитой, в сложении которой в районе Кракинского поднятия принимают участие терригенные и вулканогенные породы. Из числа вулканогенных пород господствуют диабазы, слагающие несколько потоков, спилиты, пироксеновые и плагиоклазовые порфириты. Изредка встречаются альбитофиры (р. Бала-Елга). С эффузивами связаны их туфы, туффиты и туфосланцы. Мощность вулканогенных пород в границах Кракинского поднятия значительно колеблется. В одних участках она измеряется всего несколькими метрами, а в других, как, например, в бассейне притока р. Южного Узьяна—Ак-Балсека, достигает нескольких сотен метров.

Указанные вулканогенные породы, главным образом диабазы и их туфы, встречаются также в бетринской свите в восточном крыле Бело-рецько-Зилаирского синклинория.

Интрузивные магматические породы в описываемой зоне слагают крупнейшие на Урале массивы Крака (рис. 39). Они представлены

лерцолитами, гарцбургитами, дунитами, пироксенитами, габбро, габбро-диабазам и др.

Среди гарцбургитов господствуют нормальные гарцбургиты, состоящие главным образом из ромбического пироксена и оливина. Кроме того, наблюдается ряд их разновидностей, которые через увеличение содержания оливина приближаются к дунитам, а через увеличение значения моноклинного пироксена постепенными переходами увязываются с лерцолитами. Распространены типичные дуниты, состоящие в основном из оливина и незначительного количества ромбического пироксена. Встречаются разновидности дунитов, переходные к гарцбургитам, в которых увеличивается значение ромбических пироксенов.



Рис. 39. Горный массив Крака. Рисунок Г. Ф. Лунгерсгаузена

Для строения массивов Крака характерной чертой является присутствие полосчатых комплексов тонкого «переслаивания» дунитов и гарцбургитов. Полосчатые дунито-гарцбургитовые комплексы особенно распространены в Южном Краке.

Пироксениты пользуются сравнительно небольшим распространением. Встречаются они в отдельных местах в прикровлевых частях интрузива и изредка образуют небольшие жилы.

Перечисленные породы ультраосновной магмы в большинстве случаев бывают в той или иной степени серпентинизированы. Серпентинизация обычно возрастает в прикровлевых зонах интрузива, включая сюда и краевые части массивов. Кроме того, гипербазиты переходят в серпентиниты в контактах с жилами габбро.

Серпентиниты Кракинского поднятия — грубосланцевые породы. Господствуют хризотилловые серпентиниты с баститом и без него. В составе данных пород преобладает серпентин. Из числа второстепенных минералов характерны: хлорит, тальк, карбонаты кальция и магния, магнетит; иногда встречается гранатgrossуляр. В некоторых случаях присутствуют остаточные зерна пироксена и оливина.

В отношении строения массивов Крака существуют различные суждения. Г. А. Соколов в строении Южного Крака рассматривает существование следующих зон, считая сверху: лерцолитовой, дунито-гарцбургитовой и дунитовой. Последняя зона не вскрыта эрозией и находится в придонной части «лакколитов». По Д. Г. Ожиганову, дифференциация и кристаллизация огромных масс ультраосновной магмы протекала в сложных и изменчивых условиях давления и температуры, что не могло не обусловить такое строение интрузива, которое существенно отличается от идеальной зональности, отмеченной выше, основывающейся на представлении кристаллизации магмы в спокойной обста-

новке камеры лакколита. В центральных частях массива Южного Крака на наиболее высоких гипсометрических уровнях большим распространением пользуется полосчатый дунито-гарцбургитовый комплекс, налегающий иногда на лерцолиты. Большинство хромитовых месторождений Кракинского поднятия приурочено к названному комплексу.

Вопрос о возрасте интрузии гипербазитов Крака являлся предметом длительной дискуссии. Г. А. Соколов (1938) и В. П. Логинов (1933) осадочно-вулканогенные породы бетринской свиты принимали за образование нижнего карбона и считали, что внедрение магмы произошло после нижнего карбона, в верхнекарбоновую — пермскую стадию варисского орогенеза.

Д. Г. Ожиганов (1937, 1941) на основании обнаружения фауны бетринскую свиту отнес к силуру и нижнему девону. Породы этой свиты окружают указанные выше перидотитовые массивы Кракинского поднятия и образуют на них местами частые останцы кровли различного размера. В составе бетринской свиты района Крака встречаются вулканогенные породы и известняки, в которых наблюдаются обломки серпентинитов и хромита; в известняках, залегающих на серпентинитах, обнаружена вблизи их фауна лудлова; верхнедевонские граувакковые отложения зилаирской свиты площадей, тяготеющих к Кракинскому поднятию, имеют зерна серпентинитов, хромита и пород бетринской свиты. Все это позволяет сделать предположение о том, не является ли бетринская свита образованием более молодым по сравнению с возрастом интрузии гипербазитов. С. В. Москалева (1959) склонна относить интрузии гипербазитов Крака к докембрию, основываясь на случае нахождения галек серпентинитов в толще пород, залегающих в массиве Южного Крака, которая, по ее мнению, имеет ордовикский возраст.

Более молодыми по сравнению с гарцбургитами в Кракинском поднятии являются производные ультраосновной, основной и кислой магмы, представленные главным образом жилами. Преимущественным распространением пользуются жилы горнблендитов, габбро-диабазов и роговообманкового габбро. При мощности в несколько метров они нередко протягиваются на сотни метров, пересекая перидотиты и дуниты. Около жил гипербазиты обращены в серпентиниты.

Горнблендиты, кроме роговой обманки, содержат мелкие зерна авгита и энстатита. Породы метаморфизованы, в них встречается розовый гранат. У юго-западной границы Среднего Крака габбро и в подчиненном количестве габбро-диориты образуют небольшой массив. Между ним и перидотитами Среднего Крака залегают пироксениты. Для этого массива характерны лейкократовые разновидности габбро, иногда содержащие мелкую вкрапленность сульфидов.

Переходя к краткой характеристике магматизма силура и нижнего девона (?) Сакмарской структурно-фациальной зоны, следует прежде всего отметить, что эта зона в данном случае имеет сходство и различия с Кракинской зоной. Сходство заключается в том, что в течение рассматриваемого этапа магматизм Сакмарской зоны также выражался в образовании основных эффузивов и их туфов и в формировании сравнительно крупных интрузивных тел. Наряду с этим отмечаются и существенные отличия. Здесь широким распространением пользуются альбитофиры. Это не свойственно вулканогенному комплексу Кракинского поднятия. Кроме того, благодаря более интенсивному проявлению вулканической деятельности здесь существенно возрастает общая мощность эффузивов, их туфов и туффитов. По степени развития вулканогенных пород Сакмарская структурно-фациальная

зона приближается к восточному склону, где вулканическая деятельность в силуре происходила в условиях геосинклинали. В. А. Заварицкий (1946) указывает, что толща эффузивов, туфов и кремнистых сланцев данного района «сильно отличается от других районов Южного Урала» (имеется в виду восточный склон). «Слои эффузивов и туфов лежат горизонтально», тогда как на восточном склоне они нередко значительно смяты в складки. Спилиты и кератофиры, присутствующие в описываемой зоне, В. А. Заварицкий относит к одному «вулканическому циклу», в течение которого состав лав изменялся от спилитов до кератофиров, к одной спилито-кератофировой «формации».

В описываемой Сакмарской структурно-фациальной зоне, как и в районе массивов Крака, в числе интрузивных образований господствуют породы гипербазитовой магмы. Имеющиеся здесь интрузивные тела этой магмы эродированы сравнительно неглубоко, поэтому на поверхность они выходят в границах небольших изолированных площадей.

Вопрос о возрасте интрузий гипербазитов Сакмарского поднятия еще достаточно не изучен. В большинстве случаев наблюдающиеся на поверхности выходы серпентинитов находятся в контакте с силурийскими породами сакмарской свиты. На основании этого многие авторы эти интрузии принимают за образования среднего палеозоя.

В восточном крыле южной половины Сакмарского поднятия, в правобережье р. Катрала у восточной окраины пос. Георгиевского, гипербазиты, полностью обращенные в серпентиниты, образуют четко выраженные жилы. Последние секут толщу, сложенную верхнедевонскими туфогенно-глинистыми сланцами и подчиненными им граувакковыми песчаниками и алевролитами. Интрузии гипербазитов в Сакмарском поднятии происходили в последевонское время, будучи связанными с теми или иными фазами вариссийского тектогенеза. Возможно, что интрузии в границах этого поднятия имели также место и в более ранние эпохи, в среднем палеозое.

Среди серпентинитовых полей Сакмарского поднятия встречаются выходы габбро и габбро-диабазов и диоритов. Породы эти иногда существенно изменены. Пироксениты замещены уралитовой роговой обманкой и хлоритом, а плагиоклазы сосюритизированы и карбонатизированы. По-видимому, как и в Кракинском поднятии, рассматриваемые породы образовались спустя некоторое время после формирования массива гипербазитов по его расколам. Учитывая возможный возраст интрузий гипербазитовой магмы, о чем выше было упомянуто, можно предположительно говорить о среднепалеозойском и верхнепалеозойском возрасте габбро и габбро-диабазов Сакмарского поднятия.

Таким образом, в Приурал-Тауской зоне в среднем палеозое и, возможно, в нижнем магматическая деятельность была сравнительно интенсивной только в районах Кракинского и Сакмарского поднятий. Судя по фациальной неустойчивости осадочно-вулканогенного комплекса, большого непостоянства слагающих его горизонтов, эти районы являлись сравнительно подвижными участками земной коры и характеризовались частой сменой движений разных знаков на общем фоне развивающихся прогибов. В такой тектонической обстановке проходила вулканическая деятельность и образование интрузий магмы. Эффузивная деятельность в Кракинском районе была связана главным образом с магмой основного и частью кислого составов. В этой же обстановке шло образование крупных интрузий гипербазитов и жильных тел габбро, габбро-диабазов и очень редко гранитоидов.

Заметное усиление процессов вулканизма в Приурал-Тауской зоне в силуре совпадает с каледонским диастрофизмом, который на Южном Урале был выражен в слабой форме. Наличие последевонских гипербазитов в восточной части Сакмарского поднятия позволяет говорить о том, что интрузивный магматизм в южных частях упомянутой зоны имел место и во время проявления начальных фаз варисской складчатости.

В заключение следует обратить внимание на некоторую закономерность пространственного распространения эффузивов, их туфов и интрузивных магматических пород в границах Приурал-Тауской зоны. Все эти образования находятся в восточной части зоны, образуя прерывистую полосу, сильно меняющуюся по ширине. Эта полоса, следуя вдоль западной границы метаморфического пояса Урал-Тау, прослеживается из района Сакмарского поднятия по восточному крылу Белорецко-Зилаирского синклиория в район Крака. Продолжение ее можно усмотреть в восточной части Тирлянской мульды, где имеется небольшой выход серпентинитов, окруженных вулканогенными и терригенными породами бетринской свиты.

По-видимому, указанной полосе в палеозое отвечал региональный разлом, который в районах Кракинского и Сакмарского поднятий и некоторых других местах представлял собой узлы расколов, по которым и подымались магматические расплавы.

В Приурал-Тауской зоне присутствуют толщи разного возраста и происхождения. Все они пережили прогрессивный региональный метаморфизм. Как бы ни была сложна обстановка перекристаллизации начальных пород рассматриваемой зоны, главные различия в характере и степени метаморфизма слагающих ее толщ в основном отвечают глубине залегания их в геологическом разрезе.

Наиболее древними образованиями в Приурал-Тауской зоне являются толщи пород белорецкого комплекса, для состава которых характерны ассоциации минералов средних ступеней прогрессивного регионального метаморфизма. В парасланцах в числе главнейших породообразующих минералов находятся мусковит и биотит, присутствующие обычно в сравнительно хорошо развитых лейстах. Ортосланцы представлены главным образом амфиболитами, которые сопровождаются различными амфиболо-биотитовыми и биотитовыми сланцами. К изложению необходимо добавить указание на то, что метаморфические сланцы белорецкого комплекса перекристаллизованы настолько значительно, что в них под микроскопом реликты начальных пород, как правило, не наблюдаются.

В общем облике метаморфических толщ данного комплекса сказался регрессивный метаморфизм. Под влиянием его иногда слюды и амфиболы обращены частично или полностью в хлорит. В качестве вторичного минерала распространен хлоритоид. Подвергаются изменениям и полевые шпаты. Так, например, порфиробласты калиевого полевого шпата нередко замещены альбитом, а последний частично или полностью замещен серицитом и кварцем.

Породы белорецкого комплекса пережили прогрессивный метаморфизм до нижнего палеозоя. Это подтверждается присутствием в сюрюньякской свите метаморфических конгломератов с гальками и редкими валунами слюдястых мраморовидных известняков, слюдястых кварцитов и слюдястых кварцитовидных сланцев белорецкого комплекса. Базальный горизонт среднего и верхнего ордовика левобережья р. Яндыка (тирляно-кагинская свита) имеет среди кварцевых песчаников конгломераты с гальками и редкими валунами кварцитов и сланцев яндыкской и азикеевской свит названного комплекса.

В общем разрезе Приурал-Тауской зоны стратиграфически выше белорецкого комплекса (по Д. Г. Ожиганову) залегают древние свиты западного склона (Мосеевы и другие горы Юрюзано-Бельского прогиба). Породы этих свит характеризуются низкой степенью регионального метаморфизма. Они преимущественно представлены филлитовыми, филлиито-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, кварцито-песчаниками, известняками и доломитами.

Фаунистически охарактеризованные отложения кембрия, ордовика и девона в границах зоны находятся также на низкой ступени регионального прогрессивного метаморфизма. Породы указанного возраста представлены глинистыми, туфогенно-глинистыми и филлитовыми сланцами, алевролитами, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, известняками и доломитами. Метаморфизм их характеризуется ассоциацией минералов: серицит, мелкочешуйчатый биотит и хлорит. Присутствующие в разрезе палеозоя вулканогенные толщи основной и средней магмы претерпели изменения, выражающиеся в образовании минералов фации зеленых сланцев, но в значительной степени сохранили начальные структуры.

Следует особо рассмотреть метаморфизм палеозойских магматических пород Кракинского и Сакмарского поднятий. Перидотиты и дуниты этих поднятий в прикровлевых и краевых зонах полностью серпентинизированы. Серпентиниты, образовавшиеся из лерцолитов и гарцбургитов, состоят из хризотила, антигорита и бастита, а образовавшиеся из дунитов состоят из хризотила и антигорита. Все разновидности их в небольшом количестве содержат хлорит и магнетит. Изредка присутствует тальк.

Серпентиниты в основном образовались в обстановке аутометаморфизма в конечные стадии кристаллизации гипербазитовой магмы. Встречаются серпентиниты другого происхождения. Образование жил габбро и габбро-диоритов вызывало вблизи их серпентинизацию гипербазитов. Узкие пояса серпентинитов следуют на всем протяжении этих жил.

Сложные процессы изменения гарцбургитов наблюдаются у залежей хромитов. Под влиянием гидротермальных растворов здесь нередко происходило образование довольно типичной ассоциации минералов: уваровит, хромэдинит, клинохлор, вермикулит, бастит, хризотил, антигорит, серпофит, спонит, брусит, магnezит, доломит, халцедон и др.

Под влиянием аутометаморфизма значительно изменены жильные породы основного состава массивов Крака. Эти изменения преимущественно выражаются в образовании в составе их амфиболов и альмандина.

Не остаются без изменения здесь и диабазы, порфириты и их туфы. В составе этих пород появляются пренил, диопсид, эпидот, хлорит, альбит, кварц и иногда гроссуляр. Как показывают наблюдения, в районе Кракинского поднятия отмеченные изменения вулканогенных пород вызваны влиянием растворов, циркулировавших по контакту эффузивов, туфов с серпентинитами, которые также под влиянием их пережили некоторый метаморфизм, выразившийся в появлении хлорита, талька, а иногда и гроссуляра. Вероятно, указанные растворы подымались от очагов той магмы, за счет которой в трещинах интрузива, в его более внутренних частях, образовались жилы габбро и габбро-диоритов.

В заключение описания метаморфизма пород Приурал-Тауской зоны остановимся на вопросе времени проявлений его.

Региональный прогрессивный метаморфизм белорецкого комплекса в основном имеет допалеозойский возраст. Метаморфизм палеозойских толщ связан с тектогенезом среднего палеозоя (обломки филлитовидных пород бетринской свиты присутствуют в граувакковых песчаниках зилаирской свиты верхнего палеозоя). Верхнепалеозойский динамометаморфизм сказался на образовании серицита и хлорита в связи с дальнейшим развитием сланцеватости в породах разного возраста и состава, особенно на туфогенно-глинистых осадках девона и глинистых осадках силура.

ВУЛКАНИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА ХР. УРАЛ-ТАУ

Метаморфический пояс Урал-Тау представляет зону, значительно отличающуюся от прилегающих площадей восточного и западного склонов более глубоким метаморфизмом пород, а также общим характером вулканизма.

В границах упомянутого пояса благодаря особенности его тектоники (отсутствие наложенных мульд) не отмечается залегания слабо-метаморфизованных палеозойских пород, например ордовика, силура, девона и карбона. Он характеризуется выдержанностью состава слагающих его толщ по простиранию.

Н. К. Высоцкий (1913) в итоге геологической съемки «Магнитогорского района» приводит краткое описание метаморфических сланцев Урал-Тау бассейнов рек Кана и Уткаль. В. М. Сергиевский (1941) останавливается на краткой петрографической характеристике метаморфических сланцев южной части хр. Урал-Тау. Г. И. Кириченко (1941) описал состав свит, выделенных им в разрезе зоны Урал-Тау Орско-Халиловского района. Д. Г. Ожиганов (1938, 1941, 1947, 1953, 1955, 1961) в итоге геологосъемочных и других работ, охвативших всю зону Урал-Тау описываемой территории от южных границ Златоустовского района Челябинской области до Орской железной дороги, дает описание орто- и парасланцев, слагающих комплексы, серии и свиты, выделенные им в ее разрезе, а также останавливается на магматизме, этапах его развития и особенностях метаморфизма всей отмеченной полосы. Краткую характеристику состава метаморфических сланцев отдельных площадей Присакмарского района в связи с геологической съемкой приводят А. В. Ключихин (1959), Д. Д. Криницкий и В. М. Криницкая (1959, 1961), С. С. Горохов (1962, 1963). Впервые специальные исследования по петрографии и некоторым вопросам генезиса весьма типичных пород максютовского комплекса — эклогитов на примере их разновидностей, встречающихся в районе дер. Шубино, проведены А. Я. Архипенковой (1963). Сравнительно детально изучены магматизм и метаморфизм зоны Урал-Тау в Златоустовском районе, находящемся вне нашей территории (у северной границы ее), В. С. Коптевым-Дворниковым (1940).

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

В метаморфическом поясе хр. Урал-Тау распространены сланцы, образовавшиеся из эффузивов и туфов, что свидетельствует о проявлении вулканической деятельности в периоды формирования его толщ. Эта деятельность по времени не была равномерной. Наибольшая интенсивность ее падает на ранние этапы геологической истории, на периоды

образования толщ максютовского комплекса. Заметное ослабление ее происходило во время формирования нижней серии суваянского комплекса и особенно его верхней серии. Если принять во внимание предположение о нижнепротерозойском возрасте максютовского комплекса, среднепротерозойском возрасте нижней серии суваянского комплекса и верхнепротерозойском возрасте его верхней серии, а также учесть существование сравнительно длительных перерывов в их отложениях, обусловленных проявлением докембрийских фаз складчатости, то можно говорить о следующих тектоно-магматических циклах: нижнепротерозойском, среднепротерозойском и верхнепротерозойском.

В последующие эпохи истории развития зоны хр. Урал-Тау магматическая деятельность в его пределах носила исключительно интрузивный характер. Интрузии были приурочены к разломам, формировавшимся в каледонское и, возможно, в герцинское время.

Нижнепротерозойский тектоно-магматический цикл. Этот цикл можно подразделить на этапы соответственно наличию и степени развития вулканогенных пород в составе максютовского комплекса. В этом комплексе названные породы играют существенную роль, особенно в его яманташской и чумакской свитах и ишимбетовской серии. Согласно этому в рассматриваемом цикле и выделяются этапы.

Яманташский этап. Яманташская свита, залегающая в основании всего разреза названной зоны, характеризуется преимущественным развитием гранато-глаукофановых, глаукофановых сланцев и различных сланцев, образовавшихся из вулканогенных пород.

В общем разрезе свиты указанные сланцы являются господствующими образованиями. К толще их приурочены небольшие по мощности слои и пачки парасланцев с хорошо выраженной параллельной, часто тонкой слоистостью. Характерно отсутствие в парапородах гравелитов и конгломератов. Исходный материал парасланцев был представлен глинами и алевролитами. Накопление вулканогенного и осадочного материала происходило в условиях водного бассейна. Судя по значительной мощности ортосланцев, измеряемой несколькими сотнями метров, этот бассейн был приурочен к медленно развивающемуся прогибу Уральской геосинклинали. Излияния лав, по-видимому, были трещинные и подводные. Судя по химическому и минералогическому составам ортосланцев, а также продуктам их регрессивного изменения, носящих зеленокаменный облик, лавы имели основной состав.

К концу яманташского времени и в ближайшие последующие эпохи в зоне Урал-Тау вулканическая деятельность значительно ослабевает. Сложившаяся в прогибе обстановка сказалась на значительном разнообразии состава осадков и появлении среди них псаммитов, которые временами играли главную роль в седиментации (тазгакская свита).

Выше тазгакской свиты в разрезе максютовского комплекса залегают чумакская свита, состав которой позволяет в истории вулканизма рассматриваемой зоны выделить особый чумакский этап.

Чумакский этап. Так же как и в яманташском этапе, лавы и туфы этого этапа имели основной состав, но палеогеографическая обстановка была существенно иной в связи с некоторыми особенностями тектогенеза. Прогиб, в котором в условиях водного бассейна шло накопление вулканогенных материалов и терригенных осадков, не отличался устойчивостью обстановки седиментации, что сказалось на невыдержанности фациального состава осадков, а также на колебаниях их мощности. Роль пород вулканогенного происхождения по сравнению с яманташским этапом, существенно падает. Характерно тонкое пере-

слагивание вулканогенных пород с осадочными. Суммарная мощность вулканогенных образований местами измеряется несколькими сотнями метров.

Чумакская свита, как и яманташская, сменяется вверх по разрезу максютовского комплекса толщей пород, представленных главным образом парасланцами, в составе которых господствующее место занимают слюды и кварц; ортосланцы имеют подчиненное значение (мугайская свита). Для этого времени характерно затухание эффузивного вулканизма по сравнению с чумакским этапом и накопление в геосинклиналях преимущественно пелитов, алевритов и псаммитов.

Ишимбетовский этап. Этим этапом завершается вулканическая деятельность нижнепротерозойского тектоно-магматического цикла в зоне Урал-Тау. По составу вулканогенных образований этот этап сходен с ранее описанными. Основной состав лав и туфов подтверждается широким развитием ортосланцев, изменившихся при диафторезе в сланцы и массивные породы зеленокаменного облика. По своему химическому составу упомянутые ортосланцы аналогичны основным эффузивам. В разрезе толщ ишимбетовской серии, к которым приурочены вулканогенные образования данного этапа, характерно присутствие горизонтов, отличающихся ритмичным чередованием зеленых сланцев и парасланцев, иногда весьма тонким. В вертикальном разрезе серии подмечается наличие двух толщ значительного развития зеленых сланцев, разделенных горизонтами различных парасланцев. Одна из упомянутых толщ приурочена к нижней части разреза серии (искужинская свита), а другая — к верхней части его (кашкардовская свита). Вся серия, в том числе и толщи вулканогенных пород, образовалась в водном бассейне. Об этом свидетельствует хорошо выраженная слоистость слагающих ее пород, а также широкое распространение графитистых пород и наличие местами прослоев и линз кристаллических известняков.

Как видно из вышеизложенного, тектоническая обстановка и состав формирующихся вулканогенных толщ в течение нижнепротерозойского тектоно-магматического цикла не имели резких изменений. Конец его характеризуется интенсивной складчатостью и прекращением осадконакопления. Отмеченный выше прогиб исчезает. Идет размыв и снос обломочного материала в краевые части зоны и за ее пределы. Вулканическая деятельность затухает. С конца этой эпохи начинается история среднего протерозоя, наступает новый тектоно-магматический цикл. Тектоническая обстановка этого времени выражалась главным образом в колебательных движениях. В конце данного цикла проявляются существенные складчатые движения. Происходит глубокий размыв ранее образовавшихся толщ. Вулканическая деятельность по сравнению с нижнепротерозойским циклом значительно ослабевает. Наиболее широко вулканогенные породы распространены только в составе мазаринской свиты нижней серии суванякского комплекса. В течение мазаринского этапа вновь проявляются складчатые движения. Местами над уровнем моря поднимаются острова, в результате размыва которых в море накапливаются мощные толщи галечных и валунных конгломератов, а также гравелитов, приуроченных к полимиктовым сланцам и кварцитам. Среди таких отложений находятся горизонты эффузивов основного, частью среднего состава. Наличие слоистости в осадочных толщах и присутствие прослоев последних среди ортосланцев указывают на подводный характер излияния лав. Такое излияние происходило в условиях бассейна, приуроченного к развивающемуся прогибу, расположенному вблизи складчатых сооружений.

Верхнепротерозойский тектоно-магматический цикл характеризуется значительным ослаблением вулканической деятельности и постепенным общим опусканием земной коры, выражающимся в дальнейшем развитии прогиба.

ИНТРУЗИВНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Метаморфические породы зоны Урал-Тау, возникшие за счет интрузивных магматических образований, пользуются наибольшим распространением в области развития максютовского комплекса, а также в районах распространения отложений мазаринской свиты.

В области развития максютовского комплекса часто встречаются массивные тела глубокометаморфизованных пород, которые, судя по химическому составу, реликтам первичных структур, являются продуктом изменения габбро и габбро-диабазов. В большинстве случаев указанные метаморфические породы не образуют больших массивов. В их пространственном распространении заметна приуроченность к свитам и местам максимального развития сланцев, образовавшихся из эффузивов. Наряду с этим наблюдается пространственная связь с телами антигоритовых серпентинитов. Последние образуют небольшие, но часто встречающиеся массивы. По-видимому, на некоторых глубинах ниже поверхности размыва они местами сливаются в крупные тела. Интрузии габбро и габбро-диабазов, судя по их расположению у периферии серпентинитовых массивов, являются по времени образования более поздними по сравнению с интрузиями гипербазитов.

В районах залеганий ямантауской и чумакской свит габбро-диабазы и габбро при региональном прогрессивном метаморфизме полностью обращены в эклогиты, а в ишимбетовской серии — преимущественно в амфиболиты и в различные разновидности их регрессивного изменения.

Интрузии, относящиеся к среднепротерозойскому тектоно-магматическому циклу, представлены габбро-диабазами, гипербазитами и очень редко — гранитами. Эти интрузии находятся преимущественно в северных районах метаморфического пояса: Белорецком, Тирлянском и Кирябинском. Габбро и габбро-диабазы обычно образуют здесь жилобразные тела иногда значительной протяженности и небольшие массивы. В Тирлянском районе находится несколько небольших интрузий плагиогранитов, являющихся по сравнению с указанными основными породами более поздними образованиями. Все отмеченные интрузии в названных районах в основном приурочены к полосе залегания мазаринской свиты, которая, как следует из вышеизложенного, характеризуется наибольшим развитием вулканогенных пород по сравнению с другими свитами нижней серии суванякского комплекса. Таким образом, и в данном случае наблюдается некоторая пространственная связь излияний лав с образованием магматических интрузий. Все интрузивные породы мазаринской полосы также метаморфизованы, но метаморфизм их менее глубокий, чем в породах конца нижнего протерозоя. Хотя гипербазиты здесь также перешли в серпентиниты, но последние представлены не только антигоритовыми, но баститовыми и хризотилловыми разновидностями. Метаморфические породы, образовавшиеся из габбро и габбро-диабазов, частично содержат в себе остатки структур и минералов исходных образований.

Каледоно-варисский магматический цикл. Тектогенез палеозоя выражался в дальнейшем формировании заложенных ранее структур, в ча-

стичной переработке их и в образовании дизъюнктивов регионального значения. Из числа их следует отметить Янтышево-Юлукский разлом, вдоль которого протягиваются следующие друг за другом близ контакта максютовского и суваякского комплексов узкие, нередко значительной протяженности, интрузии габбро, местами сопровождающиеся интрузиями гипербазитов. В данном случае габбро и гипербазиты метаморфизованы меньше по сравнению с описанными выше интрузивными породами более древнего возраста. Особенно это касается гипербазитов. Образовавшиеся из них серпентиниты близки по своим петрографическим особенностям к серпентинитам палеозойских гипербазитовых интрузий восточного и западного склонов Южного Урала.

С каледоно-варисским тектоно-магматическим циклом, по-видимому, связано образование кварцевых жил. По составу эти жилы можно подразделить на несколько типов. В ядрах и крыльях поднятий, сложенных глубокометаморфизованными породами яманташской свиты, встречаются весьма сложной формы жилы незначительной протяженности, состоящие главным образом из полупрозрачного кварца, среди агрегата зерен которого иногда находятся крупные пластинки чистого мусковита, кристаллы цоизита и иногда различного размера кристаллы апатита. К породам кашкаровской свиты в крыльях Караяново-Ивановского поднятия приурочено большое количество жил стекловатого кварца. Иногда такие жилы имеют погребца с крупными кристаллами горного хрусталя. Довольно своеобразны жилы кварца, секущие светлые кварциты и мусковитовые сланцы тазгакской и мугайской свит яманской серии. Для этих жил характерна неправильная гнездообразная форма залегания и сгущенность, плеядность расположения. В суваякском комплексе, особенно в его верхней серии, распространены мелкие жилы, состоящие из взаимно прорастающих удлинённых выделений кварца и альбита, часто расположенных перпендикулярно стенкам трещин, которые они выполняют. Жилы эти пористы. Поры заполнены зеленым хлоритом, а иногда вадом и гематитом.

Как следует из приведенного выше описания, для зоны хр. Урал-Тау нашей территории характерна очень малая распространенность гранитных интрузий. Между тем севернее описываемой нами территории в этой же зоне в Златоустовском районе, по данным исследований В. С. Коптева-Дворникова (1940), гранитные интрузии, иногда значительные по своему размеру, играют преобладающую роль среди магматических интрузивов. Гранитные интрузии подразделены на протерозойские и верхнепалеозойские. Протерозойские находятся западнее меридиана г. Златоуста. Граниты этих интрузий изменены в гранито-гнейсы, как это, например, наблюдается в районе Губенских гор. Молодые, верхнепалеозойские интрузии характерны для той части района, которая находится восточнее и юго-восточнее г. Златоуста. В данном случае следует отметить крупный Сыростанский гранитный массив. Имеют существенное значение интрузии габбро. Крупная интрузия габбро протягивается вдоль Нязямских гор. Возраст ее предположительно считается среднепалеозойским. Породы этой интрузии при метаморфизме обращены в амфиболиты.

МЕТАМОРФИЗМ

Свиты зоны хр. Урал-Тау представлены метаморфическими сланцами, образовавшимися из осадочных и магматических пород. При этом подмечается закономерное увеличение степени перекристаллизации последних в глубь разреза, от низких к высоким ступеням метаморфизма. Каждая из таких ступеней регионального прогрессивного

метаморфизма характеризуется, в общем, более или менее своеобразной ассоциацией минералов, пользующихся распространением на значительных площадях, которая в основном определялась степенью глубины залегания исходных пород и связанным с ней уровнем тепла и давления. Метаморфические сланцы, образовавшиеся в условиях прогрессивного метаморфизма, в последующие этапы геологической истории пережили неоднократный диафорез, выразившийся в частичном или полном замещении первичных метаморфических минералов минералами тех или иных фаций регрессивного метаморфизма.

Ниже приводится краткая характеристика особенностей метаморфизма зоны хр. Урал-Тау по свитам и сериям, считая снизу вверх по разрезу.

Яманташская свита, залегающая в самом основании разреза зоны хр. Урал-Тау и являющаяся самым древним членом его, характеризуется наиболее высокой степенью регионального прогрессивного метаморфизма по сравнению с вышезалегающими свитами, что видно из факта присутствия в ее составе в качестве породообразующих минералов альмандина, омфацита, гиперстена и глаукофана, а также значительной распространенности эклогитов, гранат-глаукофановых и глаукофановых сланцев. Все эти минералы при регрессивном метаморфизме высоких ступеней частично или полностью замещены минералами амфиболитовой фации, а низких ступеней — минералами фации зеленых сланцев.

О глубине прогрессивного регионального метаморфизма тазгакской свиты свидетельствуют присутствующие в ее разрезе слои и пачки сланцев, в числе породообразующих минералов которых существенную роль играют красный гранат и глаукофан. Изредка к таким сланцам приурочены небольшие тела эклогитов.

Чумацкая свита по ассоциации первичных метаморфических породообразующих минералов, а также по степени распространенности ортопород, в частности эклогитов, более или менее напоминает яманташскую свиту.

Мугайская свита в отношении развития ортопород уступает всем вышеперечисленным свитам. В составе породообразующих минералов в ее толщах существенно падает роль красного граната и глаукофана, а среди метаморфических пород сравнительно редко встречаются эклогиты.

На примере названных выше свит были кратко охарактеризованы основные особенности регионального прогрессивного метаморфизма яманской серии. Залегающая выше ишимбетовская серия отличается от яманской серии уменьшением роли среди породообразующих минералов такого индекс-минерала, как альмандин, хотя он и встречается во всех ее свитах. Сравнительно редок глаукофан. Гранат представлен двумя генерациями: более древней трещиноватой, образующей крупные идиобласты, и более молодой, встречающейся в мелких правильных кристаллах в виде обильной вкрапленности как в парасланцах, так и в ортосланцах. Диафорезом больше изменены кристаллы первой генерации граната. Особенностью прогрессивного регионального метаморфизма ишимбетовской серии является присутствие в ее составе пород, состоящих из минералов амфиболитовой фации.

Что же касается основных особенностей прогрессивного регионального метаморфизма суванякского комплекса, то следует сказать, что они главным образом определились менее глубоким залеганием его в разрезе зоны хр. Урал-Тау по сравнению с залеганием максютковского комплекса. Поэтому здесь нет пород, имеющих в своем составе такие

минералы высоких ступеней прогрессивного регионального метаморфизма, как например, алмадин, пироксены, глаукофан и др. Региональный прогрессивный метаморфизм нижней серии суваянского комплекса характеризуется минералами амфиболитовой, биотитовой и мусковитовой зон, а верхней серии его — серицитовой зоны.

При описании магматизма было отмечено, что в зоне хр. Урал-Тау встречаются преимущественно небольшие интрузии гипербазитов. Последние породы всегда полностью серпентинизированы. По-видимому, такое превращение их первоначально было связано с автометаморфизмом. В зонах более или менее высоких ступеней метаморфизма образовавшиеся таким путем серпентиниты под влиянием тепла и динамического воздействия перекристаллизовались в антигоритовые разности. Этим, по-видимому, можно объяснить распространенность антигоритовых серпентинитов в площади развития максютовского комплекса. Подобной обстановки, способствующей таким изменениям серпентинитов в области залегания суваянского комплекса, не было, и серпентиниты поэтому в границах ее сохранились в баститовых и хризотилитовых разностях, которые в основном образовались при автометаморфизме.

В обстановке, отвечающей условиям эпизоны, серпентиниты подверглись диафорезу. В результате образовались талько-хлоритовые, тальковые сланцы и подчиненные им небольшие скопления магнезитов.

В заключение описания метаморфизма зоны хр. Урал-Тау кратко остановимся на освещении возраста его главнейших проявлений. Прежде всего возникает вопрос о времени существования высоких ступеней метаморфизма максютовского комплекса, с которыми связано образование пород, содержащих в себе гранат, пироксены и глаукофан. Предполагается, что этот метаморфизм является древним. Косвенно это подтверждается нахождением галек пород максютовского комплекса с хлоритизированным гранатом в конгломератах верхней серии суваянского комплекса (Д. Г. Ожиганов). Время регионального прогрессивного метаморфизма нижней серии суваянского комплекса косвенно определяется составом фрагментов конгломератов, встречающихся в ее свитах. Так, например, в мощных скоплениях конгломератов мазаринской и укшук-арвякской свит имеются валуны и гальки слюдистых кварцитов и сланцев, соответствующих облику пород курташской и уткальской свит; в конгломератах укшук-арвякской свиты встречаются гальки ортопород мазаринской свиты; в конгломератах древних свит западного склона, залегающих близ западной границы метаморфического пояса, встречаются гальки и валуны парасланцев и ортосланцев суваянского комплекса. Учитывая все эти данные, можно предполагать, что региональный прогрессивный метаморфизм максютовского комплекса и такой же метаморфизм суваянского комплекса в основном имеют докембрийский возраст. Диафорез высоких и низких ступеней имеет как докембрийский, так и палеозойский возраст. О докембрийском возрасте предположительно можно судить на основании присутствия диафорических минералов в породах, образующих гальки и валуны отмеченных выше конгломератов. Судя по данным определения абсолютного возраста мусковита из слюдистых сланцев мугайской свиты, изобилующей жилами альпийского типа, сильная мусковитизация и окварцевание ее имеют каледонский возраст.

Как видно из вышеизложенного, региональный прогрессивный метаморфизм зоны Урал-Тау на весьма большом протяжении характеризуется в пределах каждого комплекса и слагающих его серий сравнительной выдержанностью ассоциаций минералов тех метаморфиче-

ских фаций, которые свойственны им. Кроме того, наблюдается закономерное возрастание глубины метаморфизма вниз по разрезу. Ввиду почти полного отсутствия гранитных интрузий, отмеченные особенности регионального прогрессивного метаморфизма рассматриваемой области не затемнены местными сильными влияниями контактового метаморфизма.

Породы зоны Урал-Тау Златоустовского района в отношении метаморфизма весьма существенно отличаются от пород области развития максютовского и сувалякского комплексов. В этом районе начальные осадочные и вулканогенные, а также метаморфические породы, образовавшиеся в условиях регионального метаморфизма, сильно изменились под влиянием интрузий гранитной магмы. В. С. Коптев-Дворников, проводивший исследования в указанном районе, пишет о том, что все породы его, «даже внешне не измененные разности являются затронутыми дыханием гранита». В такой обстановке существовавшие ранее метаморфические и другие породы подверглись гранитизации и влиянию пневматолитических и гидротермальных процессов. Широкое распространение в Златоустовском районе кристаллических сланцев с силлиманитом, ставролитом, гранатом, калиевыми и другими полевыми шпатами, мусковитом, биотитом и эпидотом связано в основном с этими процессами.

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Обширная область восточного склона в структурном отношении подразделяется на Магнитогорский синклинорий и Восточно-Уральский антиклинорий. В помещаемых ниже очерках приводится раздельная характеристика магматизма и метаморфизма северной части Магнитогорского синклинория, находящегося в границах Башкирской АССР и южной части его, лежащей в пределах Оренбургской области. В отдельном очерке рассматриваются магматизм и метаморфизм Восточно-Уральского антиклинория крайних восточных районов Оренбургской области.

МАГМАТИЗМ МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (В ГРАНИЦАХ БАШКИРСКОЙ АССР)

В настоящем разделе рассматриваются магматизм и явления метаморфизма восточного склона для территории, ограниченной параллелями $55^{\circ}00'$ и $51^{\circ}41'$ с. ш. Западной ее границей является область распространения метаморфических пород Урал-Тау, а восточной — административная граница с Челябинской областью.

В истории геологических исследований, в той или иной степени касающихся магматизма и метаморфизма, намечается несколько периодов.

К первому периоду, охватывающему конец XVIII и начало XIX века, относятся преимущественно маршрутные исследования Г. Розе, Н. Г. Меглицкого, А. И. Антипова, А. П. Карпинского и др.

В течение второго периода (1900—1917 гг.) существенное значение оказали исследования Б. П. Кротова (1915), Н. К. Высоцкого (1914), которым принадлежат классические описания некоторых групп эффузивных и интрузивных пород, а также процессов их изменения — серпентинизации, уралитизации и др.

Третий период (с 1917 г. и до пятидесятих годов) характеризуется появлением крупных работ, в которых было дано расчленение эффузивных образований восточного склона в отдельных районах на ряд свит и намечены основные этапы их формирования. А. Ф. Иванов, Ф. И. Ковалев и З. И. Иконникова (1945), Н. П. Херасков (1951) и О. А. Нестоянова (1946), В. М. Сергиевский (1948), В. А. Заварицкий (1943, 1946).

Последний, четвертый период начался с конца пятидесятих годов и продолжается до настоящего времени. Большое значение для познания геологии интрузивных и эффузивных комплексов имели работы по составлению региональных геологических карт (Нестоянова и Ленных, 1955; Шарфман, 1957, 1959, 1963; Ленных, 1959; Нестоянова и Ожиганов, 1959), а также детальных геологических карт (Вецлер, 1951, 1954, 1955; Биков, 1957, 1959; Куваевский, 1959; Кузнецов и Фролова, 1958; Волошин и др., 1957, 1959; Фролова, Рудник и др., 1957, 1960, 1963; Садрисламов, 1960). В 1960 г. были составлены литолого-фациальные карты для вулканогенных образований силура и девона восточного склона Южного Урала (О. А. Нестоянова, Н. И. Леоненко, В. С. Лысенко, Т. В. Билибина, Х. С. Розман).

Несмотря на трудности изучения петрохимии древних эффузивов, накопленный за последнее время фактический материал дал возможность выявить основные черты химизма ряда эффузивных комплексов. Намечилась определенная эволюция составов от более древних пород к более молодым, а также изменение химизма лав в зависимости от их положения в структуре Магнитогорского синклинория (Сергиевский, Петрова и др., 1956; Нестоянова и Петрова, 1959; Нестоянова, 1959; Фролова, 1963).

В это же время проводилось изучение интрузивных формаций Южного Урала. Рядом исследователей (В. М. Сергиевский, Г. И. Водорезов, Я. Я. Вецлер, И. В. Ленных, О. А. Нестоянова, С. С. Горохов, Г. Б. Рудник, В. С. Шарфман и др.) были выделены доордовикские силурийские (долудловские), девонские (доверхнедевонские) и каменноугольные гипербазиты. Вопросы петрологии и металлогении ультраосновных и основных интрузивных комплексов получили свое дальнейшее развитие в работах Д. С. Штейнберга (1950), который впервые для Урала выделил среди них две формации: габбро-перидотитовую и перидотитовую. И. В. Ленных изучались гранитоидные комплексы (1960).

Тесно связанными с вопросами формирования магматических комплексов являются вопросы генезиса медноколчеданных месторождений Урала, которые неоднократно дискутировались в печати. При этом одни исследователи (Ф. И. Ковалев, С. Н. Иванов, В. П. Логинов, И. В. Ленных, И. П. Пастухов, В. И. Скрипиль, М. С. Недождогин, Г. И. Червяковский и др.) связывают генезис медноколчеданных месторождений с процессами вулканической деятельности, другие—М. Б. Бородаевская (1960, 1962), Е. А. Кузнецов (1960), А. Д. Ракчеев (1962), Л. И. Яковлев (1960), А. Н. Феногенов (1962, 1963)—считают, что представления о прямом генетическом родстве и о близости по времени формирования колчеданных руд и вмещающих их эффузивов не подтверждаются данными изучения структурных условий локализации рудных тел. Последние связываются ими с кислыми дифференциатами габбро-перидотитовой формации (Е. А. Кузнецов, А. Д. Ракчеев, Л. И. Яковлев) или мелкими гипабиссальными телами основного и кислого составов (М. Б. Бородаевская).

Основные этапы развития магматической деятельности. Магматические породы, развитые в пределах Магнитогорского синклинория, отно-

сятся к единому каледоно-варисскому тектоно-магматическому циклу, охватывающему период от ордовика до перми включительно.

Этот крупный цикл магматической деятельности характеризуется сложными условиями формирования и, исходя из вещественного состава магматических пород и геолого-структурных особенностей развития магматизма в пределах синклинория, расчленяется на четыре этапа: 1) ордовикско-нижнедевонский, 2) среднедевонский, 3) верхнедевонско-нижнетурнейский, 4) каменноугольно-пермский.

Ордовикско-нижнедевонский этап характеризуется широким проявлением основного вулканизма, с которым связано образование диабазо-альбитофирового и андезито-базальтового комплексов пород, последовательно сменяющих друг друга во времени. Для геосинклинали в целом характерен в это время устойчивый режим прогибания, причем вулканические пояса приурочены к крупным разломам земной коры. Интрузивная деятельность проявляется внедрением гипербазитов и небольших интрузивных тел основного и среднего состава.

Среднедевонский этап характеризуется локальным развитием пород диабазо-альбитофирового и андезито-дацитового комплексов, последовательно сменяющих друг друга во времени. Вулканизм формируется в обстановке беспокойного тектонического режима и характеризуется пестротой фаций, причем образование сходных фаций в зависимости от конкретной геологической обстановки в различных участках геосинклинали не всегда является одновременным. Для этого этапа характерна тенденция к обособлению геосинклинали, следствием которого является возникновение местных стратиграфических несогласий. Вулканизм локализуется в отдельных сузившихся прогибах и характеризуется прерывистостью развития. В конце этапа одновременно с частичной инверсией имеет место внедрение крупных интрузий гипербазитов с подчиненным развитием габброидов и кислых пород (кварцевых диоритов и плагиогранитов).

Верхнедевонско-нижнетурнейский этап начинается новой вспышкой основного вулканизма, продукты которого относятся преимущественно к андезито-базальтовой, реже диабазовой формациям. Эксплозиционная деятельность совершается локально на фоне участков дифференциальных опусканий, приуроченных к краевым частям геосинклинали, причем наиболее интенсивно в восточной ее части. Она затухает к началу фамена и лишь кое-где на востоке в это время происходят извержения кислого и среднего материала. Интрузивные образования представлены комплексом малых интрузий габброидов и диоритов.

Для нижнекаменноугольно-пермского этапа характерно затухание вулканической деятельности на большей части территории геосинклинали и локализация ее в пределах Магнитогорского прогиба, испытывающего грабенообразное опускание в нижнекаменноугольное время. Излияния имеют вначале преимущественно диабазовый, а затем резко дифференцированный характер, от оливиновых базальтов до липаритов, причем последние часто обладают щелочностью. В конце визейского века эффузивная деятельность замирает и более поздние магматические проявления носят только интрузивный характер. К этому времени относятся замыкания геосинклинали и главная фаза варисского тектогенеза. В такой обстановке формируются каменноугольные гипербазиты и верхнепалеозойские комплексы гранитоидов.

Вулканическая деятельность. Этапы вулканической деятельности по особенностям состава и интенсивности вулканизма хорошо увязываются с особенностями тектонического развития геосинклинали.

При прослеживании отдельных эффузивных комплексов и связанных с ними осадочных пород вкрест и по простиранию Магнитогорского синклиория в них четко выявляется закономерная фациальная изменчивость. На основании этого выделяются несколько типов разрезов. Изучение пространственного размещения их позволяет выделить ряд структурно-фациальных зон, простирание которых в целом совпадает с общим простиранием структур синклиория.

Таких зон в пределах синклиория с запада на восток выделяется пять: 1) Присакмарская, заключенная между антиклинорием Урал-Тау на западе и западной окраиной хребтов Южный Ирендык—Крыкты—Северный Ирендык—Кумач на востоке; 2) Ирендыкская, орграфически совпадающая с хребтами Южный Ирендык—Крыкты—Северный Ирендык—Кумач; 3) Сибайско-Учалинская, располагающаяся к востоку от этих хребтов и проходящая через Сибай, Верхне-Уральск—Учалов—Каримово. Восточной границей ее является область развития нижнекаменноугольных отложений Магнитогорского прогиба; 4) Магнитогорский краевой прогиб, расположенный к югу от $53^{\circ}30'$ с. ш., восточнее Сибайско-Учалинской зоны; 5) Гумбейская зона, развитая к востоку от Магнитогорского прогиба, а в северной части синклиория непосредственно граничащая с Сибайско-Учалинской зоной. На востоке Гумбейская зона граничит с Восточно-Уральским антиклинорием. Границы между отдельными структурно-фациальными зонами преимущественно тектонические и представляют собой крупные, неоднократно обновляющиеся в течение среднего палеозоя разломы.

В пределы Башкирской части Магнитогорского синклиория входят три первые зоны и западная окраина Магнитогорского прогиба.

Ордовикско-нижнедевонский этап делится на три подэтапа: *ордовикский, силурийский и нижнедевонский вулканизм.*

Активные процессы ордовикского вулканизма тесно связаны с интенсивным опусканием по глубоким расколам и началом поднятия вдоль всей восточной части зоны Урал-Тау. Продукты этого вулканизма распространены в Присакмарской структурно-фациальной зоне в верховье р. Урала, западнее дер. Уразово, в верховьях рек Бол. и Мал. Кизила, по правобережью р. Сакмары (к западу от г. Баймака), где они представлены преимущественно зелеными сланцами, порфиритоидами, амфиболитами с бластопорфировой и бластоофитовой структурами. Кроме эффузивных фаций, среди ордовикских образований известны субвулканические интрузии преимущественно габброидного состава, весьма слабо изученные. Ордовикский возраст указанных пород устанавливается условно по положению в разрезе ниже фаунстически охарактеризованных лландоверийских отложений.

Химизм эффузивных пород ордовика восточного склона Башкирского Урала не изучен. Петрохимические особенности ордовикских отложений Среднего Урала, по данным В. М. Сергиевского, сходны с таковыми эффузивов венлокского возраста.

Вулканическая деятельность в силурийское время начинается после перерыва, который наблюдался почти повсеместно в начале силура. Этот перерыв знаменуется несогласным залеганием силурийских отложений на нижележащих ордовикских и более древних породах. К этому времени относится формирование пород диабазового и диабазо-альбитофирового комплексов в обстановке устойчивого прогибания геосинклинали к востоку и частично к западу от геоантиклинали Урал-Тау. Они входят в состав разновозрастных сакмарской, баймак-бурибаевской и поляковской свит. Эффузивы переслаиваются и фациально замещаются граптолитовыми и радиоляриевыми сланцами, содержащими фауну от лландовери до лудлова.

К концу венлока — началу лудлова местами приурочен перерыв вулканической деятельности. В это время произошло внедрение гипербазитовых и габброидных интрузий (Ленных, Шарфман, 1959; Шарфман, Рудник, 1962; Водорезов, 1960; Фролова, Рудник, 1960). Этот перерыв дает возможность В. М. Сергиевскому разделять силурийский вулканизм на два этапа: лландовери-венлокский и венлок-нижнелудловский. Однако кратковременность перерыва и большое сходство в продуктах вулканизма в течение всего силура позволяют рассматривать силурийский вулканизм как единое целое.

В конце силура наблюдается почти повсеместное затухание вулканической деятельности и образование на отдельных участках грубообломочных терригенных пород, что свидетельствует об обмелении морского бассейна перед вспышкой андезито-базальтового вулканизма в нижнем девоне.

Среди продуктов силурийского вулканизма распространены диабазы, диабазовые порфириды, спилиты, альбитофиры, кварцевые альбитофиры и дацитовые порфириды в лавовых, реже в субвулканических фациях с резко подчиненными им туфами того же состава. Переслаивание с радиоляритами, незначительное количество туфов и интенсивное зеленокаменное перерождение (альбитизация, хлоритизация, актинолитизация) свидетельствуют о подводном характере извержений, носивших трещинный характер. Эти вулканогенные образования развиты в Присакмарской и Ирендыкской структурно-фациальных зонах. В Присакмарской зоне продукты силурийской вулканической деятельности представлены подушечными лавами базальтоидного состава (диабазы, спилитами). Среди них встречаются линзы и прослои граптолитовых сланцев и известняков, возраст которых датируется от венлока до нижнего лудлова. Не исключено, что эффузивные образования в этой зоне могут иметь и более древний — лландоверский возраст. Мощность вулканогенного разреза на юге не превышает 500 м и уменьшается к северу до 100—200 м.

В Ирендыкской зоне вулканическая деятельность в силурийское время была более интенсивной. Для нее характерна большая дифференцированность продуктов вулканизма, особенно четко проявившаяся к концу подэтапа в южной части зоны (Баймакский и Хайбуллинский районы). Здесь по находкам граптолитов доказан только лудловский возраст эффузивных образований (Долгий, Колтышева, 1958). Однако не исключена возможность присутствия и более древних эффузивов. По данным одних исследователей — И. В. Ленных (1957), В. Л. Волошина (1957), М. Н. Долгого (1959), В. С. Шарфмана (1956, 1959) — начало вулканической деятельности знаменуется мощными трещинными излияниями диабазов и спилитов с характерной шаровой отдельностью, которые развиваются на фоне интенсивного погружения области. По сравнению с Присакмарской зоной значительно возрастает количество пирокластического материала, представленного туфобрекчиями преимущественно основного состава (нижняя подсвита баймак-бурибаевской свиты; Шарфман, 1962). В заключительные этапы силурийского вулканизма преобладают эффузивы риолито-дацитового ряда и синхронные им субвулканические тела, особенно широко развитые в районе Бурибаевского рудника и г. Баймака. Общая мощность вулканогенных толщ около 2000 м, причем на долю кислых дифференциатов приходится всего лишь 600—800 м. Особенностью разреза южной части Ирендыкской зоны является почти полное отсутствие осадочных прослоев в вулканогенных толщах и значительно большие мощности этих толщ по сравнению с мощностью таких толщ Присакмарской зоны.

По данным других исследователей — О. А. Нестоянова, М. Г. Кайтан (1960), В. П. Трахтман (1961), вулканогенные образования Бурибаевского района коррелируются с породами девонского вулканизма — карамалыташской и ирендкской свитами. Таким образом, в настоящее время среди исследователей нет единого мнения о возрасте вышеописанных вулканогенных образований, развитых в южной части Ирендкской зоны. В северных районах (Учалинский, Миасский) в пределах Ирендкской структурно-фациальной зоны накапливались мощные толщи диабазов и спилитов (1000—1200 м). Эффузивы переслаиваются с радиоляриевыми сланцами, местами замещают их по простиранию и фиксируют участки наибольшего развития вулканизма (район с. Поляковки).

Приуроченность силурийского вулканизма к тектонически неспокойным областям — к сопряжениям геосинклиналей и геосинклиналей (Присакмарская зона) и к глубинным разломам, играющим роль подводящих каналов для базальтовой магмы (северная часть Ирендкской зоны, Мало-Корановский, Западно-Ирендкский, Орловский и другие разломы), способствовала интенсивным процессам автотасоматоза и регионального метаморфизма.

Среди эффузивов силурийского возраста по характеру химизма выделяются представители нормального базальтового ряда и спилитовой серии. Представители первой группы отличаются повышенной числовой характеристикой «*v*» и несколько пониженным отношением $f:m$, равным 0,7. При сравнении с породами усредненных составов они приближаются к оливиновым диабазам. Содержание SiO_2 в них составляет 47—49%. Представители спилитовой серии характеризуются повышенной щелочностью и пониженным содержанием полевошпатовой извести. Отношение $f:m$ в них составляет свыше 1.

Эффузивы южной части Центральной зоны (Баймакский район) близки по химизму к кварцевым диабазам и характеризуются повышенным содержанием кремнезема (около 55—56%) и щелочей (3—5%) и пониженным содержанием фемических минералов (характеристика «*v*» = 17—29%).

Вулканическая деятельность в нижнедевонское время начинается после перерыва, имевшего место в конце силура, и характеризуется резкой сменой продуктов вулканизма. Для нее характерны породы базальтовой и андезито-базальтовой формации, с резким преобладанием пирокластического материала над лавовым, которые переслаиваются и замещаются по простиранию туфогенно-осадочными породами различного гранулометрического состава. Они формируются в обстановке дальнейшего прогибания геосинклинали и обновления разломов, которые происходили после кратковременного поднятия. Область максимального прогиба, являвшаяся ареной интенсивной вулканической деятельности, переместилась по отношению к области наибольшего развития силурийского вулканизма на восток.

Наиболее распространенными в нижнедевонское время являются андезито-базальтовые, базальтовые и андезитовые порфириты с вкрапленниками моноклинного пироксена, плагиоклаза, реже роговой обманки и нацело измененного ромбического пироксена. Меньшим распространением пользуются дацитовые разности порфиритов с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и роговой обманки. Породы подверглись сильному зеленокаменному перерождению, вследствие чего плагиоклазы почти нацело изменены — альбитизированы, сосюртитизированы или хлоритизированы, а основная масса превращена в агрегат вторичных минералов. Моноклинные пироксены сохранились значительно лучше, и лишь в некоторых случаях уралитизированы и хлори-

тизированы. Лавы сопровождаются лавовыми брекчиями, туфами того же состава различной размерности — от глыбовых агломератовых разностей до тонких пепловых. Среди них встречаются субвулканические и жерловые фации в виде даек, некков и небольших штоков, сходные по составу с лавами. Лавовые и пирокластические фации переслаиваются в разрезе и сменяются по простирацию туфогенно-осадочными породами различной размерности, туффитами, изредка кремнистыми сланцами и яшмами. Скопления лавовых и грубых пирокластических фаций фиксируют собой центры активного вулканизма, а их переслаивание с туфогенно-осадочными породами свидетельствует о прерывистом характере вулканической деятельности. Судя по широкому развитию грубой неотсортированной пирокластики, присутствию кое-где игнимбритов, а местами по наличию краснокаменного изменения, можно предполагать, что вулканические острова иногда выходили из-под уровня моря.

Вулканические породы нижнедевонского возраста известны в Присакмарской, Ирендыкской и Сибайско-Учалинской структурно-фациальных зонах. Ирендыкская зона представляла собой в раннем девоне область максимального прогибания, которое постоянно компенсировалось накоплением мощных толщ (до 3000 м) пирокластического, эффузивного и туфогенно-осадочного материала в условиях неглубокого бассейна. Излияния происходили из вулканов центрального типа, расположенных в виде двух поясов, обнаруживающих четкую пространственную приуроченность к зонам глубинных разломов. Северный из этих поясов захватывал область современных хребтов Кейдвелы — Большой Кумач — Ирендык (Миасский и Учалинский районы). Более южный и более мощный пояс, расположенный кулисообразно к западу по отношению к первому, захватывал область хребтов Крыкты — Южный Ирендык (Учалинский, Абзелюловский, Баймакский и Хайбуллинский районы). Активные и длительно существовавшие центры вулканов, судя по развитию жерловых и прижерловых фаций и раздувам мощностей, четко намечаются в районах хр. Кейдвелы, Большой Кумач, Ирендык, Крыкты, Куркак, Машагыр, Стабиик.

При общем андезито-базальтовом характере продуктов вулканической деятельности андезито-дацитовые и дацитовые извержения отмечаются в начальные ее этапы, главным образом в южной части Ирендыкской зоны, в пределах хребтов Южный Ирендык — Крыкты, где они являются как бы унаследованными от силурийского этапа вулканической деятельности.

В Присакмарской зоне продукты нижнедевонского вулканизма отмечаются только в ее северной части (Учалинский район), где они имеют небольшую мощность (300—500 м) и представлены лавами и туфами андезито-базальтового состава. В Сибайско-Учалинской зоне раннедевонские вулканогенные образования обнаруживаются только в ядрах антиклинальных структур (Бюйдинская антиклиналь, хр. Узункыр) и имеют преимущественно андезито-базальтовый состав. Поскольку эта зона в среднедевонское время служила областью интенсивного погружения, масштабы нижнедевонского вулканизма в ее пределах нельзя оценить достаточно точно.

По химизму эффузивы и туфы раннедевонского вулканизма близки к андезито-базальту и платобазальту. Они аналогичны тихоокеанским известково-щелочным ассоциациям островных дуг и характеризуются низким содержанием щелочей и повышенным содержанием полевошпатовой извести. К особенностям химизма лав относятся также преобладание магния над железом для большинства анализов. Все это сближает эффузивы и туфы нижнедевонского вулканизма с лавами вулка-

нов Мартиники, Лассен-Пик и Иеллоустонского парка, описание которых приведено А. Н. Заварицким (1944).

Кобленц-эйфельский вулканизм характеризуется активизацией тектонических движений и формированием крупных разломов (Кутырдинский, Западно-Ирендыкский и др.), отчленивших с востока и запада Ирендыкскую структурно-фациальную зону, которая превратилась в область устойчивого поднятия. По этим разломам происходят дифференциальные движения внутри геосинклинального прогиба. Изменение тектонического режима влечет за собой изменение состава продуктов вулканической деятельности, которые в кобленц-эйфельское время представлены породами спилито-диабазовой, диабазо-альбитофировой, реже андезито-базальтовой формаций, входящих в состав карамалыташской свиты. Вулканизм проявился преимущественно в прогибах, расположенных к востоку и западу от зоны Ирендыкского поднятия. Конец подэтапа характеризуется затуханием вулканической деятельности и отложением яшм бугулыгырского горизонта, что является результатом интенсивной фумарольной деятельности.

Продукты кобленц-эйфельского вулканизма представлены преимущественно основными лавами: диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами и реже андезито-базальтовыми порфиритами, а также породами липарито-дацитового состава (альбитофирами, кварцевыми альбитофирами и дацитовыми порфиритами). Пирокластический материал присутствует в подчиненном количестве. Это туфобрекчии основного и кислого состава, реже игнимбриты и туфы. Широко распространены субвулканические дайки, силлы и штоки, отвечающие составу лав. Так же, как и в предыдущем этапе, породы претерпели сильное зеленокаменное перерождение — повсеместную альбитизацию плагиоклазов, хлоритизацию, эпидотизацию, реже актинолитизацию пироксенов, которые, однако, здесь чаще сохраняются свежими.

Среди диабазов и спилитов встречаются неправильной формы тела кварцево-гематитовых пород и линзы яшм, свидетельствующие о наличии обогащенных железом гидротерм, сопровождающих вулканическую деятельность во времена затишья. Вместе с кремнеземом и гематитом в период фумарольной деятельности, завершающей кобленц-эйфельский вулканизм, в море выносился марганец, концентрации которого иногда достигают промышленного значения. Парагенезис диабазов и спилитов с яшмами, известняками и туфогенно-осадочными породами свидетельствует о преимущественно подводном характере излияний.

Кобленц-эйфельский вулканизм, как указывалось выше, наиболее широко проявился в Сибайско-Учалинской зоне. Эта зона характеризуется значительной дифференциацией продуктов вулканизма и большими мощностями вулканических пород — от 800 м на севере до 1500 м на юге. Наряду с диабазами и спилитами широкое развитие приобретают туфы и субвулканические тела липарито-дацитового состава. При общей направленности изменения продуктов вулканизма от основных к кислым в отдельных районах наблюдается обратная последовательность (Сибайская антиклиналь). Это указывает на значительную дифференцированность исходной магмы к началу формирования кобленц-эйфельского эффузивного комплекса. В ряде мест (к востоку от хр. Узункыр, Учалинское рудное поле) отмечаются туфы и лавы андезитового и базальтового состава. Выходы продуктов кобленц-эйфельского вулканизма часто приурочены к брахиантиклиналям (Учалинская, Сибайская, Карамалыташская, Гайская и др.), которые, по-видимому, являются реликтами крупных вулканических построек.

В Присакмарской зоне вулканогенные породы этого возраста развиты лишь в северной части Учалинского района. Они представлены диабазами и спилитами мощностью от 200 до 400 м. В южных частях описываемой зоны отложения этого возраста отсутствуют. В пределах Ирендькской зоны в кобленц-эйфельское время продолжался затухающий андезито-базальтовый вулканизм, однотипный с нижнедевонским.

По химизму диабазы и диабазовые порфириты кобленц-эйфельского вулканизма соответствуют базальтам, но отличаются избытком SiO_2 (51—54%) и иногда несколько пониженным содержанием щелочей. При сравнении со средним составом пород они близки к кварцевым диабазам и кварцевым базальтам. Эффузивы и туфы кислого состава близки к нормальным дацитам и риолитам, а иногда даже недонасыщены щелочами, что отличает их от типичных кератофиров. Во всех породах Na_2O резко преобладает над K_2O , а железо преобладает над магнием. С кобленц-эйфельским диабазо-альбитофировым эффузивным комплексом пространственно связаны многие медноколчеданные месторождения.

Некоторые исследователи (Ф. И. Ковалев, О. А. Нестоянова) склонны связывать формирование этих месторождений с субвулканическими интрузиями дацито-риолитового состава. Другие (М. Б. Бородаевская, А. Д. Ракчеев, А. Н. Феногенов и др.) считают оруденение более поздним по сравнению с вмещающими его вулканогенными толщами.

Позднеэйфельско-живетский вулканизм отделяется от предыдущего перерывом в вулканической деятельности, что совпадает с тектоническими движениями преимущественно положительного знака. Наиболее четко этот перерыв проявлен в западной части прогиба и в южной части Сибайско-Учалинской зоны.

На фоне преобладающего воздымания большей части территории локально развивается вулканизм центрального типа довольно пестрого состава, что свидетельствует о неглубоком залегании магматических очагов.

В позднеэйфельско-живетское время начинается резкое ослабление вулканической деятельности и смещение центров активного вулканизма далее на восток к осевой зоне Магнитогорского синклинория.

Конец позднеэйфельско-живетского времени характеризуется затуханием вулканической деятельности, а на отдельных участках перерывом в осадконакоплении, который предшествовал отложению кремнистых сланцев мукасовского горизонта.

Продукты вулканизма представлены туфами, изредка лавами дацитового, андезито-дацитового, реже андезито-базальтового состава. Встречаются плагиоклазовые, пироксеновые, пироксен-роговообманковые, кварцево-роговообманковые и кварцевые порфириты, а также кварцевые альбитофиры. Лишь в отдельных пунктах установлены породы диабазо-альбитофировой формации.

Пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые порфириты внешне очень сходны с пироксеновыми порфиритами раннедевонского вулканизма и отличаются от них лишь присутствием кварца и зональностью авгита. Дацитовые порфириты широко распространены в северной части синклинория (деревни Курамино, Каримово, оз. Карагайлы). В отдельных районах присутствуют небольшие субвулканические тела преимущественно дацитового состава.

Среди продуктов позднеэйфельско-живетского вулканизма резко преобладают туфы различного гранулометрического состава, преимуще-

щественно дацитового и андезитового. Их сопровождают туфогенно-осадочные породы, для которых весьма характерна ритмичность строения, следы переотложения и перемыва. Нередко встречаются прослойки туфогенных песчаников с растительными остатками (гора Улутау). Судя по наличию фиолетовых окрасок в лавах, обильный пирокластического материала, вулканизм частично носил наземный характер.

Вулканическая деятельность была преимущественно в Сибайско-Учалинской структурно-фациальной зоне и значительно слабее в Ирендыкской и Присакмарской. В северной части Сибайско-Учалинской зоны намечается резкая изменчивость фаций. В одних разрезах (с. Каримово) резко преобладают лавы и туфы дацитового, реже андезитового состава.

В других, приуроченных преимущественно к краевым частям той же зоны, развиты андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, а местами и диабазы (р. Асилга, к востоку от с. Сафарово, западное крыло Имангуловской синклинали).

Локальное развитие лавовых и грубых пирокластических фаций, сменяющихся по простиранию туфовыми и туфогенно-осадочными породами, дает возможность выявить основные центры вулканической деятельности (сел Сулейманово и Каримово).

По направлению к югу наблюдается резкое сокращение количества эффузивов, а затем и пирокластического материала, который заменяется туфогенно-осадочными породами. На самом юге (Хайбуллинский район) лавы полностью отсутствуют, а продукты вулканизма представлены лишь отдельными прослоями пирокластических пород андезито-дацитового состава. Мощность вулканогенных пород очень изменчива (от 400 до 1200 м).

В Присакмарской зоне вулканизм проявляется локально. Продукты его представлены туфами андезито-дацитового состава и имеют максимальную мощность 200—250 м. Это, а также наличие перерыва в отложении осадков на большей части территории Присакмарской зоны свидетельствуют об относительной стабильности ее в позднеэйфельско-живетское время.

В Ирендыкской структурно-фациальной зоне вулканические образования в виде туфов андезито-дацитового состава значительной мощности известны лишь в небольших мульдах, наложенных на нижнедевонские или силурийские образования.

По химизму продукты среднедевонского вулканизма принадлежат к дифференцированным сериям пород. Пироксеновые порфириты близки к андезитам, в то время как более кислые разновидности соответствуют дацитам и липарито-дацитам. От пород нормального ряда они отличаются повышенным содержанием полевошпатовой извести и пониженным содержанием щелочей, что сближает их с породами известково-щелочной ассоциации. Породы пересыщены глиноземом и обладают повышенным отношением железа к магнию.

С вулканогенными толщами среднего девона пространственно связаны медноколчеданные оруденения.

Верхнедевонский этап. *Франский вулканизм* возникает после значительного перерыва в вулканической деятельности, когда почти повсеместно накапливаются кремнистые сланцы мукасовского горизонта. Это время характеризуется значительными дифференциальными движениями, вызвавшими углубление отдельных сузившихся прогибов, в которых происходит формирование вулканогенных толщ, представленных породами андезито-базальтовой, реже диабазовой формации, входящими в состав колтубанской свиты.

В конце франского века происходит затухание вулканической деятельности, а местами и перерыв в отложении осадков, предшествующий образованию терригенной, флишоидной толщи зилаирской свиты.

Среди франских эффузивов выделяются породы базальтового, андезитового и очень редко дацитового ряда: палеобазальты и палеоандезиты, диабазы, пироксеновые, кварцево-пироксеновые, роговообманковые и кварцевые порфириды и сопровождающие их туфы. Кроме экструзивной фации, для франского вулканизма характерно значительное развитие субвулканических интрузий — силлов, штоков и даек, сложенных диабазами, габбро-диабазами, конга-диабазами и кварцевыми альбитофирами.

Палеобазальты и палеоандезиты отличаются кайнотипным обликом от более древних пород зеленокаменного комплекса. В их составе нередко сохраняется как в фенокристаллах, так и в основной массе свежий плагиоклаз — лабрадор и андезин. Темноцветный минерал обычно представлен свежим авгитом с зональным строением. Существуют гиперстен-авгитовые разности как в палеобазальтах, так и в палеоандезитах, причем гиперстен часто замещен баститом. В основной массе палеоандезитов и палеобазальтов присутствует в переменных количествах сильно железистый аморфный базис.

Пироксеновые порфириды являются наиболее распространенными породами для северной части Магнитогорского прогиба. Однако на значительной территории, особенно в Учалинском районе, эти породы оказываются охваченными процессами метаморфизма — серицитизацией и хлоритизацией. Кварцевые альбитофиры имеют резко локальное распространение (оз. Чебачье, гора Бягода). И те и другие породы отличаются более свежим обликом, хотя встречаются разности, почти не отличимые при сопоставлении их с кобленц-эйфельскими породами. Среди продуктов франского вулканизма широко распространены вулканокластические породы, преимущественно туфы и туфоагломераты, вулканические брекчии с крупными обломками и бомбами, что указывает на взрывной стромболианский характер вулканической деятельности.

Широкое развитие краснокаменно измененных лав и туфов и отсутствие в последних сортировки позволяют полагать, что местами вулканические толщи формировались в наземных условиях. На это указывает и присутствие среди них туфогенных песчаников с растительными остатками.

Продукты франского вулканизма развиты в Присакмарской и Сибайско-Учалинской структурно-фациальных зонах, преимущественно в северной части Магнитогорского мегасинклинория. Там же встречены вулканические образования и в Ирендыкской зоне. Однако максимальное развитие франский вулканизм получает в Гумбейской зоне, где резко возрастают как мощности вулканогенных пород, так и количество лав и грубого пирокластического материала.

В пределах Башкирского Урала наиболее широко франский вулканизм проявился в северной части Сибайско-Учалинской зоны, к востоку от областей развития среднедевонского вулканизма.

Вулканы франской эпохи обладали ярко выраженным центральным типом. Активные центры намечаются в районе гор Бягода, Стобияк и др. Характерно, что близко расположенные вулканические центры часто обнаруживают различный состав лав и пирокластического материала, что объясняется поступлением магмы из различных мелких очагов или дифференциацией ее в подводящих каналах.

К югу вулканическая деятельность постепенно затухает. В Хайбуллинском районе и смежной территории Орско-Халиловского района,

судя по развитию нормальных осадочных образований, вулканизм в франское время не проявлялся.

В Присакмарской зоне вулканизм носил аналогичный характер, однако масштабы вулканической деятельности здесь значительно меньше. Вулканогенные породы представляют собой продукты отдельных разрушенных вулканических построек центрального типа (гора Аратау) и обладают весьма изменчивой мощностью.

По химическому составу лавы и пирокластический материал франского вулканизма варьируют преимущественно от базальтов ($\text{SiO}_2 = 47\%$) до андезитов. По петрохимическим особенностям выделяются представители, близкие к нормальному, базальто-риолитовому ряду, и представители известково-щелочной тихоокеанской ассоциации.

Фаменский вулканизм. В фаменский век в западной части Магнитогорского синклинория (Башкирский Урал) вулканическая деятельность почти полностью прекращается, и на обширной территории отлагаются мелководные терригенные фации зилаирской свиты. Затухающий вулканизм продолжается лишь в восточной части Сибайско-Учалинской зоны и более широко развит в Гумбейской зоне. Продукты вулканической деятельности представлены туфами и реже лавами андезитового и андезито-дацитового состава, частично наземного характера.

Нижнекаменноугольный этап. *Турнейский вулканизм* начинается после перерыва в вулканической деятельности, который имел место в нижнем турне. Вулканизм был локализован в Магнитогорском краевом прогибе, который представлял собой наложенную на древние структуры зону интенсивного прогибания, ограниченную глубинными разломами. В этот период формируется мощная толща диабазов, частью спилитов с шаровыми текстурами, фельзитов и фельзитовых порфиров, их туфов и туфобрекчий, а также субвулканических тел того же состава, относящихся к нижнеберезовской подсвите. Часть лав туфов основного состава переслаивается с кремнистыми и карбонатными осадками. Среди другой части, преимущественно кислого состава, встречаются игнимбриты и краснокаменные лавы — типичные продукты наземного вулканизма. Ось максимального прогибания и активной вулканической деятельности располагалась восточнее меридиана г. Магнитогорска. По мнению Н. В. Струве, вначале изливались производные базальтовой магмы, сменявшиеся излияниями сначала кислых, а затем вновь основных лав. По химизму породы являются представителями нормального ряда базальтов и липаритов.

Нижневизейский вулканизм. Центры активного вулканизма в нижнем визе были расположены также в Магнитогорском прогибе, но западнее, чем в турнейское время. Резко изменяется и состав продуктов вулканической деятельности, для которых характерны оливиновые палеобазальты, трахитовые и трахилипаритовые порфиры. В значительном количестве встречаются субвулканические тела того же состава.

Отличительной чертой химизма нижневизейских пород является преобладание крайних членов базальтовой серии — оливиновых базальтов и присутствие пород щелочного натрового ряда.

Излияниями нижневизейских эффузивов заканчивается эффузивная деятельность в пределах Магнитогорского синклинория, которая сменяется в среднем и верхней визе отложением известняков в условиях эпейрогенического прогибания.

В результате краткого обзора вулканической деятельности можно указать на некоторые закономерности, присущие развитию процессов вулканизма в пределах Магнитогорского синклинория.

1. В течение каледоно-варисского тектоно-магматического цикла выделяются четыре этапа вулканизма (ордовикско-нижнедевонский, среднедевонский, верхнедевонский и нижнекаменноугольный), в каждом из которых наблюдается последовательная смена продуктов вулканической деятельности от основных к более кислым.

2. Количественные отношения пород различной основности изменяются от этапа к этапу. В первом и третьем этапах резко преобладают основные эффузивы, а во втором и четвертом развиты сложнодифференцированные пестрые комплексы вулканогенных пород основного, среднего и кислого состава. Выявленная цикличность в развитии вулканической деятельности отражает цикличность геотектонического развития геосинклинали.

3. Анализ обстановки формирования вулканогенных комплексов различных этапов показывает, что первый и третий этапы формировались в обстановке преобладающих опусканий в геосинклинальном прогибе, в то время как второй и четвертый соответствуют беспокойным тектоническим условиям, резким блоковым дифференциальным движениям и складчатости. Они заканчиваются внедрением крупных интрузивных комплексов: перидотитового, габброидного и гранитоидного.

4. Исходя из вышеизложенного, каледоно-варисский тектоно-магматический цикл может быть разделен на два подцикла: ордовикско-среднедевонский и верхнедевонско-пермский. Каждый из этих подциклов состоит из двух этапов, причем этап излияний преимущественно основных эффузивов на фоне преобладающих опусканий сменяется этапом, для которого характерен пестрый по составу вулканизм, развивающийся в условиях резко выраженных блоков дифференциальных движений.

5. Соотношение во времени первого и второго этапов меняется от подцикла к подциклу, так же как и интенсивность проявления вулканизма. Если в раннем подцикле первый этап значительно превосходит по времени второй, то в более позднем подцикле наблюдается обратное соотношение. Масштабы вулканической деятельности во втором подцикле резко сокращаются.

6. В каждом из выделенных четырех этапов существует закономерное изменение условий формирования эффузивных пород. Трещинные излияния сменяются извержениями центрального типа, причем количество продуктов первого типа уменьшается, а второго увеличивается от этапа к этапу. Роль подводных излияний, резко преобладающих вначале, уменьшается от этапа к этапу, а роль наземных возрастает, хотя они и не становятся преобладающими.

7. Однообразие вулканических проявлений и их слабая дифференциация на раннем этапе формирования геосинклинали (ордовик — нижний девон) указывают на глубокое заложение магматических очагов, из которых поступала недифференцированная магма. Разнообразие продуктов вулканизма в более позднее время свидетельствует о том, что подводящие разломы имели менее глубокое заложение. Магма поступала из промежуточных, формировавшихся на разных уровнях камер, в которых в той или иной степени имели место процессы расплавления и ассимиляции сиалической оболочки. Нижнекаменноугольные оливиновые базальты связаны с образованием глубинных разломов в период блоковых движений большой амплитуды, которые вновь вывели на поверхность первичные недифференцированные вулканические продукты.

8. Наблюдается закономерная смена состава вулканогенных образований во времени. В первом подцикле эта смена соответствует ряду: спилитовая, диабазовая, андезитово-базальтово-диабазо-альбитофировая,

андезито-дацитовая формации. Во втором последовательно сменяются: базальтовая, андезитобазальтовая, базальтово-липаритово-базальтовая и трахитовая формации. Таким образом, если первый подцикл характеризуется нормальным рядом пород, то для второго намечается тенденция к щелочному типу дифференциации. В петрохимическом отношении в более поздних продуктах магматической деятельности наблюдается увеличение отношения железа к магнию, накопление щелочей, в первую очередь натрия, а затем и калия, а также некоторое увеличение количества титана.

9. Уже на ранних этапах развития геосинклинали, согласно с ее общим простиранием, обособляется несколько структурных зон, представляющих собой области дифференциальных движений различной амплитуды, а иногда и различного знака. Они отличаются как интенсивностью, так и типом вулканической деятельности и сохраняются в виде обособленных участков в течение всего силура и девона. При этом зона наиболее активного вулканизма в силуре и нижнем девоне характеризуется в дальнейшем затуханием вулканической деятельности и существует со среднего девона как область устойчивого поднятия. В целом наблюдается закономерное смещение областей наиболее интенсивного вулканизма с запада на восток в течение силура и девона.

10. Изменения вулканической деятельности по простиранию Магнитогорского синклинория сводится к двум основным закономерностям: 1) увеличению мощностей вулканогенных пород по направлению с севера на юг и 2) большой прерывистостью вулканической деятельности на юге (большое количество перерывов, выпадение отдельных членов разреза и т. д.), а также обилием кислых дифференциатов.

Это может быть объяснено большим размахом дифференциальных движений в наиболее прогнутой части геосинклинали и относительной стабильностью ее северной части, примыкающей к Уфимскому выступу Русской платформы. Большая дифференцированность продуктов излияний на юге, по-видимому, является следствием того, что прерывистость вулканической деятельности способствовала процессам дифференциации в магматическом очаге.

Интрузивная деятельность. Интрузивные образования, широко развитые в пределах Магнитогорского синклинория, относятся, как это уже отмечалось выше, к единому каледоно-варисскому тектоно-магматическому циклу. Они представлены многочисленными комплексами пород различного возраста — от среднепалеозойских до верхнепалеозойских включительно и различного состава — от ультраосновных до кислых. Наиболее широко развиты гипербазиты. Менее распространены габброиды, а также интрузивные тела кислого и среднего состава. Щелочные породы редки и известны в единичных пунктах. Все это многообразие пород относится к выделяемым на Урале (И. Д. Соболев, Д. С. Штейнберг) трем крупным генетическим группам (формациям): перидотитовой, габброидной и гранитоидной.

Для первой из отмеченных трех групп неизвестны комагматичные эффузивные аналоги. Для габброидной группы эффузивными аналогами являются андезитобазальтовые породы, которые резко преобладают над интрузивными образованиями того же состава. Эффузивными аналогами гранитоидов, возможно, являются липаритовые порфиры каменноугольного возраста, имеющие крайне ограниченное распространение. Магматическая деятельность, интенсивно протекавшая в Магнитогорском синклинории, была тесно связана с общей направленностью геосинклинального развития и формированием тектонических структур.

В связи с этим породы каждой из выделенных формаций в течение каледоно-варисского тектоно-магматического цикла внедрялись неоднократно. Так, среди пород перидотитовой формации известны образования силурийского, среднедевонского и раннекаменноугольного возраста. Породы габброидной формации имеют соответственно силурийский (долудловский), среднедевонский и позднедевонско-раннетурнейский возраст. Процесс образования пород гранитоидной формации происходил несколько раз, преимущественно в раннекаменноугольное и пермское время. Описание выше перечисленных разновозрастных внедрений дается далее в соответствии с выделенными этапами развития магматической деятельности.

Интрузии силурийского и девонского возраста. Наиболее древние проявления интрузивной деятельности, представленные интрузиями ультраосновного и основного состава, отмечаются в более южных частях Магнитогорского синклинория и описаны в очерке, посвященном магматизму Оренбургской области. По данным В. С. Шарфмана (1952, 1959), доверхнелудловский возраст устанавливается здесь для части пород Халиловского и Хабарнинского гипербазитовых массивов на основании находок обломков хлоритизированных серпентинитов, жильных пород, сопровождающих гипербазиты, а также зерен хромшпинелидов в верхнесилурийских отложениях.

О наличии интрузивной деятельности на описываемой территории в силуре и нижнем девоне свидетельствуют лишь косвенные данные. Обломки основных и ультраосновных пород (габброидов и пироксенитов, кварцевых диоритов) найдены в верхнесилурийских отложениях в районе с. Поляковки (Фролова и Рудник, 1961). В районе оз. Карабалыкты в конгломератах верхнего эйфеля встречены обломки серпентинитов (Фролова, 1961). Эти факты подтверждают существование интрузивной деятельности преимущественно ультраосновного и основного характера на описываемом этапе. Однако выделить пространственно эти образования на фоне преобладающих более молодых интрузивных массивов не представляется в настоящее время возможным.

С интрузивной деятельностью среднего девона связывается появление главной массы пород перидотитовой формации в Магнитогорском синклинории. Подчиненное развитие имеют породы габброидного состава.

В пространственном размещении ультраосновных интрузивных пород намечается приуроченность их к трем узким, вытянутым согласно с общим простираем структур поясам.

Первый из них, Кемпирсайский (Сергиевский, 1948) расположен вдоль западной окраины Магнитогорского синклинория вблизи его границы с антиклинорием Урал-Тау. Он представляет собой почти непрерывную цепь меридионально вытянутых интрузивных массивов, протягивающуюся на многие сотни километров. На юге, в пределах Оренбургской области, к нему относятся крупные массивы — Кемпирсайский, Хабарнинский, Халиловский, Байгускаровский и Присакмарский, на севере — Миндякский и Нуралинский. В строении интрузивных массивов преобладающая роль принадлежит перидотитам (главным образом гарцбургитам) и образовавшимся по ним серпентинитам. Подчиненное развитие имеют дуниты, пироксениты и габброиды. Второй, более восточный пояс, известный под названием Узункырского (Сергиевский и др., 1956) образован цепью массивов, протягивающихся в центральной части Магнитогорского синклинория от хр. Узункыр на юге до г. Миасс и далее на север. Однако объединение всех этих массивов в один пояс является в значительной мере условным в силу их различного структурного положения. Целесообразнее здесь выделить

более южный, собственно Узункырский пояс, образованный прерывистой цепью маломощных узких вытянутых массивов, расположенных у подножия хребтов Узункыр, Курятмас, Юкали, а также северный, более мощный, Учалинско-Миасский, протягивающийся вдоль западного подножия хребтов Северный Ирендык, Кумач, Кейдвелы. Южный массив Узункырского пояса приурочен к антиклинали хр. Узункыр, более северные массивы фиксируют глубинный разлом, разделяющий Сибайско-Учалинскую и Ирендыкскую структурно-фациальные зоны. Третий, Учалинско-Миасский пояс представляет собой мощный единый массив, протягивающийся более чем на 100 км вдоль границы Ирендыкской и Присакмарской зон. Массивы Узункырского и Учалинско-Миасского поясов сложены преимущественно нацело серпентинизированными перидотитами с резко подчиненными мелкими телами габброидов и пироксенитов.

Интрузии гипербазитов, развитые в пределах Магнитогорского синклинория, отличаются разнообразием своих форм. Массивы центрального, Учалинско-Миасского пояса обычно залегают в целом согласно с вмещающими породами, являясь по существу пластовыми залежами типа факолитов мощностью 200—500 м, реже до 1500 м.

В пределах Кемпирсайского пояса южная группа массивов (Хабарнинский, Байгускаровский и др.) представлена крупными изометричными в плане плутонами. По данным региональных геофизических работ (Андронина, Ильина и др., 1960), в этих массивах четко намечаются корневые части с локальными максимумами силы тяжести, очевидно представляющие собой подводящие каналы, уходящие в фундамент. Эти каналы линейно вытянуты в северо-западном направлении и приурочены к глубинным разломам. В пространственном отношении они не совпадают с тектоническим контактом, который установлен по границе зоны Урал-Тау с Магнитогорским синклинорием и расположены восточнее его.

Более северные массивы этого пояса (бассейн р. Сакмары, Миндякский и Нуралинский массивы) представляют собой узкие, вытянутые в плане тела с крутым восточным и более пологим западным контактом, имеющие форму гарполитов. Они приурочены к тому же глубинному разлому, обрамляющему с запада Магнитогорский синклинорий. Массивы собственно Узункырского пояса являются узкими вытянутыми жиллообразными телами с крутыми контактами, также приуроченными к разломам.

В строении массивов среднедевонского гипербазитового комплекса главную роль играют перидотиты, большей частью нацело серпентинизированные. Меньшим распространением пользуются дуниты и пироксениты. По минералогическому составу среди перидотитов преобладают гарцбургиты, реже встречаются лерцолиты и верлиты. Сравнительно слабо серпентинизированные разновидности перидотитов сохранились лишь в единичных пунктах: в Калканском и Ошкандинском массивах, в мелких телах к югу от с. Вознесенки и в районе пос. Буйды.

Дуниты встречаются среди серпентинизированных перидотитов в виде небольших вытянутых в субмеридиональном направлении тел. Они состоят почти из нацело серпентинизированного оливина и отличаются богатой вкрапленностью хромита.

Пироксениты известны в районе пос. Вознесенки, Ново-Байрамгулово, Чураманово, в хр. Крыкты и в Юлдашевско-Кутыдыринском массиве. Они образуют мелкие согласные или секущие жиллообразные тела в серпентинизированных перидотитах, нередко тесно связанные с последними переходами, представляя, возможно, магматические шпирсы или реакционные каймы.

Иногда пироксениты развиты в краевой части габбро и серпентинизированных перидотитов и относятся к более поздним метасоматическим образованиям. Среди пироксенитов преобладают диаллагиты, реже встречаются вебстериты.

Восточнее совхоза «Салаватовского» в хр. Крыкты, южнее дер. Иш-кльдиной и в некоторых других пунктах отмечены отдельные выходы плагиоклазосодержащих пироксенитов. Они, по-видимому, представляют переходные породы от пироксенитов к габбро-норитам и отличаются заметным содержанием (до 5—7%) основного плагиоклаза. Из цветных преобладает диаллаг; в значительно меньших количествах присутствует энстатит и в виде единичных зерен встречается оливин. Габбро-нориты известны в единичных пунктах (в районе дер. Бурангуловой, восточнее пос. Салаватского и в верховье р. Сивинды), где обычно также тесно связаны с пироксенитами.

Серпентиниты, слагающие массивы среднепалеозойского перидотитового комплекса, представлены антигоритовыми, хризотил-антигоритовыми и хризотиловыми разностями. Намечаются вполне определенные закономерности в размещении той или иной разности, а также в их взаимоотношении между собой. Эти закономерности лучше всего проявляются в тех массивах или участках массивов, где первичные ультраосновные породы слабо изменены.

Процесс преобразования ультраосновных пород в серпентиниты вначале приводит к образованию хризотиловых разностей с типичной петельчатой структурой. Ромбический пироксен при этом замещается баститом. Микроструктура таких серпентинитов позволяет судить о первичном составе и структуре исходной породы. Образование подобных хризотиловых серпентинитов, по мнению ряда исследователей (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Г. Г. Хесс, А. Г. Бетехтин и др.) связывается с автометаморфической фазой серпентинизации. Антигоритовые серпентиниты развиваются за счет аллометаморфического преобразования хризотиловых разностей. Благоприятными условиями для такого процесса является наличие бокового давления, обуславливающего возникновение смятия, расщепления, дробления, доступных для проникновения более поздних газов и растворов, являющихся главным фактором аллометаморфической серпентинизации. Сравнивая серпентинитовые массивы Узункырского и Кемпирсайского поясов, следует отметить, что в первом резко преобладают антигоритовые и хризотил-антигоритовые разности. Хризотиловые породы образуют, как правило, мелкие округлые реликтовые блоки в массе нацело перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов. В массивах Кемпирсайского пояса хризотиловые серпентиниты с реликтами структур первичных пород имеют значительно большее развитие, они часто слагают отдельные участки.

По вопросу о возрасте ультраосновных пород описанных выше Узункырского и Учалино-Миасского поясов высказывались различные точки зрения. Б. П. Кротов (1915) и Н. К. Высоцкий (1914, 1932), детально изучавшие гипербазиты северной части Учалинского и Абзелиловского районов, считали их нижнекаменноугольными. В. С. Коптев-Дворников (1933—1940), на основании находок галек интрузивных пород основного состава среди конгломератов верхнего девона в северной части Учалинского района высказывается за наличие здесь доверхнедевонских ультраосновных пород.

В дальнейшем при изучении взаимоотношений гипербазитов Узункырского пояса с вмещающими породами был установлен факт прорыва гипербазитами известняков с фауной эйфельского возраста западнее дер. Баталово (О. А. Нестоянова).

В составе верхнедевонских конгломератов многими исследователями отмечаются обломки измененных серпентинитов, хлоритовых пород, пироксенитов и габброидов, а также зерна хромшпинелидов. Исходя из изложенного, возраст гипербазитовых интрузий Узункырского и Учалинско-Миасского поясов большинством исследователей считается среднедевонским (доживетским).

В отношении возраста гипербазитов Кемпирсайского пояса до сего времени не существует единого мнения. Некоторые исследователи (Водорезов, 1956) высказываются за среднедевонский возраст этого пояса. По данным других исследователей (Шарфман, 1952, 1959), возраст этих массивов считался долудловским; согласно В. М. Сергиевскому (1956), возраст гипербазитов Кемпирсайского пояса каледонский. Еще в 1932 г. Н. К. Высоцким был установлен факт прорыва гипербазитами визейских известняков в Абзелиловском районе (верховье р. Мал. Кизила), что получило подтверждение в более поздних работах. По данным Т. И. Фроловой, Г. Б. Рудника (1961) перидотиты Нуралинского массива прорывают фаунистически охарактеризованные известняки нижнетурнейского возраста в районе к северу от дер. Шарипово. Подобные разноречивые суждения некоторые авторы предположительно объясняют разновозрастностью гипербазитовых интрузий Кемпирсайского пояса.

С гипербазитами тесно связаны проявления хромитовой минерализации. К массивам Кемпирсайского пояса (местами) приурочены проявления сульфидного медно-никелево-кобальтового оруденения, которые располагаются в зоне контакта серпентинитов с вмещающими основными, реже кислыми эффузивными образованиями и имеют гидротермально-метасоматический генезис (Бучковский, 1960, 1963).

Среднедевонский габброидный комплекс отличается большим разнообразием слагающих его разностей пород, образующих почти непрерывный ряд дифференциатов основной магмы от меланократовых габбро до кварцевых диоритов и плагиоклазитов. В отличие от гипербазитов они образуют мелкие массивы, часто изометричной формы, которые обычно пространственно ассоциируют с областями распространения пород перидотитового комплекса, прорывая их или породы кровли, представленные силурийскими и ниже-среднедевонскими образованиями. В полимиктовых песчаниках и конгломератах верхнего девона породы габброидного комплекса встречаются в виде обломков, что позволяет верхнюю границу их считать доверхнедевонской. Наиболее значительные массивы габброидов установлены в районе дер. Азнашевой, в верховьях р. Уя, западнее и северо-западнее оз. Ургун, в окрестностях пос. Бюйды Ленинского, по правобережью р. Урала, близ с. Ново-Байрамгулово и в других пунктах. Почти везде они приурочены к разломам и используют подновленные разрывные нарушения, которые на более ранних этапах служили путями для ультраосновной магмы. Реже габброиды встречаются в краевых периферических частях перидотитовых массивов, представляя реакционные образования. Иногда наблюдаются метасоматические замещения пород кровли: туфобрекчий, туфоконгломератов, туффитов, диабазов с образованием габбровых пород, в которых сохраняются реликты первичных структур и текстур.

Массивы нормальных габбро с типичной габбровой структурой сравнительно редки и известны на западном склоне горы Бюйды, в окрестностях пос. Ново-Байрамгулово и в других пунктах. Они обычно метаморфизованы, основной плагиоклаз нацело сосюртитизирован, а моноклинный пироксен замещен амфиболом и хлоритом. Среди нормальных габбро присутствуют меланократовые разности, в которых

содержание моноклинного пироксена доходит до 70—80%. Кроме пироксена, в них иногда отмечаются реликты замещенного вторичными продуктами оливина. Значительно более распространены габбро-диабазы и габбро-амфиболиты. Габбро-диабазы тесно связаны переходами с габбро, иногда слагают отдельные массивы (Ургунский, Чебаркульский, Карагай-Тюбский, Таналыкский, Самарский и др.), а также распространены в виде даек мощностью до 3—5 м, прорывающих как серпентиниты, так и габбро. От габбро они отличаются офитовой структурой и состоят из идиоморфных табличек плагиоклаза (до 50—60%), нередко нацело сосюритизированного, и ксеноморфных зерен пироксена, замещенного актинолитом. Для них характерно повышенное содержание ильменита или титаномагнетита (до 5%).

Габбро-амфиболы развиты преимущественно в контакте серпентинитов с осадочно-вулканогенными породами. Они отличаются преобладанием амфибола, незначительным количеством пироксена и кристаллобластовыми структурами.

Описываемый комплекс сопровождается широко распространенной жильной серией, представленной дайками и жилами габбро-диабазов, габбро-порфиритов и грубозернистых габбро-пегматитов.

Формирование среднедевонского габброидного комплекса завершается интрузиями плагиогранитов, известных в окрестностях поселков Вознесенки, Богачевки, оз. Султан-Куль и в других пунктах, где они в виде даек и штоков прорывают нижне-среднедевонские отложения, а местами также и образования франского яруса. Л. С. Либровичем (1936), позднее Ф. И. Ковалевым и Э. И. Конниковым были описаны находки галек плагиогранитов в туфогенно-осадочных отложениях фамена.

Внедрение основных и ультраосновных интрузивных комплексов среднедевонского возраста происходило в период, когда геосинклиналь испытывала частичную инверсию. Обособилось Ирендыкское геосинклинальное поднятие, расположенное в осевой части геосинклинали, служившее ранее областью прогибания. Тектонически спокойный режим этого времени нашел отражение в прерывистости осадконакопления. Были обновлены древние разломы, которые в более раннее время (силур—нижний девон) являлись подводными путями диабазовых и андезито-базальтовых эффузивных комплексов. По этим разломам, расположенным вдоль зон сочленения областей с дифференциальными движениями разного знака, либо в пограничных (Урало-Сакмарский разлом), либо в центральных частях геосинклинали (Западно-Ирендыкский разлом), произошло внедрение гипербазитов, а затем и габброидов среднедевонского возраста.

Для верхнего девона характерен значительно меньший размах магматической деятельности по сравнению с предыдущим.

Интрузивные проявления представлены малыми телами преимущественно основного и среднего состава, как секущими, так и согласными с вмещающими отложениями. Среди них встречаются дайки, пластовые тела, лакколлиты и тела неправильной формы более или менее изометричные или вытянутые в плане. Все эти образования обычно приурочены к древним разрывным нарушениям, по-видимому, обновленным в процессе позднедевонских движений. Они часто размещаются в сколовых или оперяющих крупные нарушения трещинах и образуют сгущения (поля) вблизи скрытых разломов. Эти поля прослеживаются местами на десятки километров.

Впервые широкое распространение таких образований было установлено в Худолаской синклинали (Л. С. Либровичем, Ф. И. Ковалевым и Э. И. Иконниковой). Этими исследователями указывается измен-

чивый состав дайковых тел, которые варьируют от габброидов до кварцевых диоритов.

Дальнейшими исследованиями установлено широкое развитие мелких интрузивных тел того же состава в Сибайском и Учалинском районах. Помимо Худолазской синклинали, они локализируются по р. Бол. Уртазымке, к юго-востоку от г. Баймак, к востоку и северо-востоку от гор Сибая, в районе оз. Чебар-Куль, по р. Янгельке, в северной части Учалинского и в Миасском районах. Наиболее широким распространением в описываемом комплексе пользуются габбро- и габбро-диабазы, реже конга-диабазы, диориты, диорит-порфириды, кварцевые диорит-порфириды и сиенито-диориты. Все они несут на себе более или менее ясные черты гибридности, что выражается в пестроте и изменчивости петрографического состава и структуры на небольших расстояниях даже в пределах одного тела.

Габброиды известны в окрестности пос. Давлетовой, оз. Чебар-Куль и восточнее дер. Юлдашево, где они контролируют Кизильский разлом, а также в Худолазской синклинали на продолжении Кутырдинского разлома и в ряде других пунктов. Габброиды обладают мезократовым характером и состоят из основного плагиоклаза, авгита, нередко замещенного хлоритом, иногда редких зерен гиперстена. В центральных частях тел преобладают среднезернистые разности, которые сменяются в краевых частях этих тел микрогаббро и микрогаббро-порфиридами. Наряду с габбро встречаются и габбро-диориты, связанные с ними постепенными переходами. Габбро-диабазы широко развиты среди отложений фаменского возраста в окрестностях оз. Чебар-Куль, дер. Юлдашевой и в других пунктах, где приурочены к разрывным нарушениям. Особенности минералогического состава, выраженные в появлении титано-авгита наряду с диопсидом, бурой роговой обманки и биотита, а также значительная свежесть породобразующих минералов отличают эти породы от сходных по составу образований доверхнедевонского возраста.

Конга-диабазы известны в районе хр. Бугасты (севернее дер. Наурузовой Учалинского района), где они прорывают отложения среднего девона, к востоку от хребтов Ирендык и Крыкты, вдоль скрытого Крыктинского разлома, а также в районе среднего течения р. Уя (Миасский район). От габбро-диабазов конга-диабазы отличаются наличием кварца и калиевого полевого шпата, которые присутствуют в виде редких зерен или микрографических сростаний.

Диориты и кварцевые диориты развиты среди отложений верхнедевонского возраста в окрестности озер Чебар-Куль, Большой и Малый Бугодак, а также протягиваются цепочкой вдоль Крыктинского разлома. Они встречаются в районе оз. Толкас, где приурочены к Западно-Ирендыкскому разлому, и в Кизило-Худолазской синклинали, а также в Миасском районе, где секут средне- и верхнедевонские отложения.

Пестрый состав малых интрузивных тел, носящих явные черты гибридности, их локализация в пределах Сибайско-Учалинской зоны, где преимущественно протекала в этот этап вулканическая деятельность, свидетельствуют, с одной стороны, об их происхождении из неглубоких очагов, а с другой — о наличии единых родоначальных очагов для эффузивной и интрузивной деятельности этого этапа.

Некоторые исследователи (Ильясов, 1959) на основании пространственной приуроченности габброидных пород описываемого комплекса и колчеданной минерализации (Тубинское месторождение) приходят к выводу о генетической их связи. Однако секущий характер даек габбро-диоритов и габброидов по отношению к руде в районах медно-

колчеданных месторождений (Бородаевская, 1960; Вахрамеев, 1959) противоречат этому.

По данным М. Б. Бородаевской и А. И. Шмидта (1963), колчеданное оруденение накладывается на дайки кварцевых альбитофиров и габбро-диабазов послепермского возраста и, возможно, связано с ними общностью магматического очага.

Однако расчленение дорудных и послерудных малых интрузий верхнедевонского и нижнетурнейского возраста в настоящее время является весьма условным вследствие их малой изученности.

Каменноугольно-пермский этап. Каменноугольно-пермские интрузии характеризуются широким развитием интрузивной деятельности при резко подчиненном значении вулканизма. Здесь, начиная с конца визе, формировались интрузивные комплексы пород — сначала перидотитовой, а затем и гранитоидной формаций.

В пределах Башкирской части Магнитогорского синклинория можно выделить три таких комплекса в порядке их формирования:

1. Перидотитовый комплекс послевизейского возраста. К нему относится Нуралинский массив и ряд более мелких массивов Кемпирсайского пояса.

2. Магнитогорский комплекс гранитоидов досреднекарбонного возраста. Помимо гранитов, граносиенитов и гранодиоритов, в его составе встречаются и более основные разновидности до диоритов, диоритосиенитов и иногда габбро-диоритов. Наиболее крупные интрузии располагаются преимущественно в пределах Магнитогорского прогиба. На описываемой части территории синклинория к этому комплексу относятся небольшие интрузии Учалинского и Миасского районов (Балбуковский и Константиновский массивы и серия мелких интрузивных тел района оз. Ашу-Куль).

3. Комплекс гранитоидов послесреднекарбонного возраста, образующих многочисленные, округлые в плане интрузивные массивы. Они расположены преимущественно в Гумбейском районе, на территории Челябинской области. Здесь известны Ахуновская, Петропавловская и Джабык-Карагайская интрузии. В западной части Магнитогорского синклинория к этому комплексу относятся небольшие интрузии (Атлянская, Шерамбайская и др.), которые располагаются в Миасском районе и представляют собой как бы южное продолжение более крупных Тургоякского и Сыростанского гранитных массивов. Формирование выше перечисленных магматических комплексов тесно связано с периодом инверсии и замыкания геосинклинали и сопровождалось интенсивной складчатостью варисского тектогенеза. Неоднократное оживление тектонических движений обусловило пульсационный характер интрузивной деятельности и формирование сложных многофазных интрузий гранитоидов.

Перидотитовый комплекс. Из интрузивных массивов поствизейского перидотитового комплекса наиболее изученным является Нуралинский массив ультраосновных пород (Рудник 1960, 1962). Он представляет собой крутопадающее внутриформационное тело, протягивающееся меридионально вдоль зоны тектонического контакта сильно дислоцированных отложений нижнего палеозоя на западе и среднепалеозойских вулканогенно-осадочных образований на востоке на расстоянии 0,5—6 км. По своему геологическому строению массив является типичным представителем ультраосновных существенно гарцбургитовых плутонов Урала.

Как в большинстве других аналогичных массивов, главную роль в его строении играют породы перидотитовой формации: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, слагающие центральную и западную части интрузии.

зии. Меньше распространены развитые вдоль ее восточной окраины габбро-амфиболиты. Между этими двумя группами пород располагается реакционно-метасоматический дунит-пироксенитовый полосчатый комплекс. Нуралинский массив имеет целый ряд специфических особенностей, из которых наиболее существенной является преобладание над другими разновидностями пород плагиоклазовых лерцолитов, а не гарцбургитов, как это свойственно большинству сходных плутонов.

Дуниты, гарцбургиты и плагиоклазовые лерцолиты, связанные между собой постепенными переходами, залегают в виде меридионально вытянутых полос, последовательно сменяющих друг друга от центра массива к западному его краю.

Слагающие западную окраину массива плагиоклазовые лерцолиты отличаются от гарцбургитов, состоящих на 70% из магнезиального оливина и 25—30% энстатита, содержанием основного плагиоклаза — анортита и моноклинного пироксена. Плагиоклаз в тесной ассоциации с хромпикотитом слагает мелкие линзовидные обособления, располагающиеся в виде прерывистых линейно вытянутых цепочек, придающих породе линейную текстуру.

Ориентировка этой линейности в массиве подчиняется нескольким взаимно пересекающимся направлениям, совпадающим с направлением ориентировки прототектонических трещин.

Это указывает, что выделение плагиоклазов и хромшпинелидов в перидотитах происходило уже в твердом массиве, т. е. метасоматическим путем по системе прототектонических трещин.

Пироксены (как ромбические, так и моноклинные) при своем выделении концентрируются по тем же направлениям. Все это позволяет предполагать, что формирование разностей ультраосновных пород Нуралинского массива происходило при значительной роли процессов метасоматоза, завершающих собственно магматическую стадию. Остаток после собственно магматической стадии, когда закристаллизовалось около 80—90% расплава в виде оливина, резко обогащается парами воды, вследствие чего он приобретает большую подвижность и, проникая по системе протектонических трещин, вызывает метасоматическое замещение ранее выделившихся минералов и образование пироксенов, плагиоклазов и хромшпинелидов. При падении температуры эманации вызывают серпентинизацию ранее выделившихся минералов и образование хризотилитовых серпентинитов.

Становление массивов послевизейского перидотитового комплекса происходило в заключительные этапы формирования Магнитогорской геосинклинали, когда в результате первых фаз складчатости варисского тектогенеза произошло омоложение древнего, длительно живущего Приурал-Тауского глубинного разлома, послужившего, как и в более ранние этапы, путями проникновения гипербазитовой магмы.

Магнитогорский комплекс гранитоидов. Породы этого комплекса встречаются лишь в северной части Магнитогорского синклиория. Они представлены мелкими секущими, неправильной формы, иногда округлыми телами, площадью не более 5—7 км², наиболее широко распространенными в районе оз. Ашкуль.

Эти породы, как правило, контролируют зоны крупных тектонических нарушений или оперяющие их трещины. Вмещающими породами описываемого комплекса в Миасском районе являются силурийские и девонские образования до франских включительно. Таким образом, отнесение этих интрузий к досреднекарбонным имеет место на основании петрографического и петрохимического сходства их с породами магнитогорского интрузивного комплекса, которые прорывают известняки среднего визе.

Определения абсолютного возраста одного из мелких массивов граносиенит-порфиров, расположенных к северу от оз. Аш-Куль, дали 240—250 млн. лет (Овчинников, 1960).

Породы, слагающие интрузивные тела этого комплекса, отличаясь большим разнообразием, обладают некоторыми общими чертами минералогического состава и химизма. Они образуют непрерывный ряд: граниты—граносиениты—кварцевые сиениты—сиенито-диориты. Наряду с равномернозернистыми породами широко распространены порфировые разности, слагающие как целые массивы, так и краевые части более крупных интрузивных тел.

Наиболее крупные из этой группы массивов—Балбуковский и Константиновский—представляют собой штоки, прорывающие силурийские диабазы и сланцы. Они отличаются значительной неоднородностью и обнаруживают все переходы от сиенитов через сиенито-диориты к диоритам и более кислым породам. Устанавливаются три фазы внедрения. К первой фазе относятся диориты и габбро-диориты, часто порфировидные, с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Они слагают обычно краевые части массивов и содержат крупные ксенолиты измененных диабазов, что свидетельствует о влиянии процессов ассимиляции на состав первой фазы. К породам второй фазы относятся сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты и гранодиориты, слагающие главную часть интрузивных тел. К третьей фазе относятся граносиениты. В породах второй и третьей фаз всегда присутствуют обломки самого интрузива соответственно более ранних внедрений. В центральных частях массива встречаются крупные блоки ксенолитов, что свидетельствует о том, что обнажены самые апикальные части интрузии. Наиболее поздними образованиями являются прожилки гранитов, секущие массив. По всей вероятности, они представляют собой продукт кристаллизации исходной магмы, внедрившейся в уже закристаллизовавшееся интрузивное тело.

Жильная серия представлена аплитами, диорит-порфиритами, спессартитами. Массивы магнитогорского комплекса, отличающиеся обилием ксенолитов, большой пестротой состава, типичны для образований малых глубин, в формировании которых значительную роль играли процессы ассимиляции и гибридизма. Импульсивный характер поступления магматического материала обусловил его многофазность (Тихомиров, 1963).

Комплекс гранитоидов после-среднекарбонového возраста. Породы этого комплекса слагают крупные интрузивы, локализующиеся в пределах Восточно-Уральского антиклинория, а также в примыкающей к нему восточной части Магнитогорского мегасинклинория, в Гумбейской структурно-фациальной зоне. На описываемой территории относительно небольшие штокообразные тела встречаются лишь на севере, в Миасском и северной части Учалинского района. Наиболее изученным из них является Атлянский массив (Тихомирова, 1963), который составляет единую группу с расположенными севернее более крупными Сыростанским и Тургойским массивами, а также с мелкими штоками. Наблюдается отчетливая приуроченность интрузивов описываемого комплекса к зонам тектонических нарушений или куполовидным брахискладкам.

Все указанные интрузивы очень близки между собой как по петрографическому составу и петрохимическим особенностям, так и по характеру пород жильной серии. В центральных частях этих массивов развиты породы главной интрузивной фации, представленные биотитовыми крупнозернистыми гранитами и лейкократовыми гранодиоритами, а фация эндоконтактов представлена преимущественно рогово-

обманково-биотитовыми гранодиоритами, в меньшей степени диоритами, граносиенитами, сиенито-диоритами. По сравнению с главной интрузивной фацией эти породы более мелкозернистые, плотные и меланократовые. Часто в них наблюдается порфировое строение. Породы жильной серии пользуются весьма широким распространением. Они представлены аплитами, лейкократовыми жильными гранитами, гранит-порфирами, плагиигранит-порфирами и диоритовыми порфиритами.

Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты количественно резко преобладают над аплитами и лейкократовыми гранитами, причем последние, как видно, не выходят за пределы массивов и приурочены к их эндоконтактовым частям, в то время как первые расположены в основном за пределами интрузивов, иногда на расстоянии нескольких километров от них.

Эти массивы отличаются от пород магнитогорского комплекса более равномерным составом, плавными переходами между отдельными разностями, широким развитием пород главной интрузивной фации, что свидетельствует о том, что здесь были развиты процессы ассимиляции, имеющие более глубинный характер.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

В течение каледоно-варисского тектоно-магматического цикла происходило неоднократное внедрение пород гипербазитовой, габброидной и гранитоидной формаций. В пределах Башкирской части Магнитогорского синклиория образование интрузивных дифференциатов первых двух формаций имело место по крайней мере трижды, а гранитоидной — не менее двух раз.

Наиболее интенсивная интрузивная деятельность происходила в среднем девоне и каменноугольно-пермское время. Оба этапа характеризуются беспокойным тектоническим режимом, резкими блоковыми движениями с преобладанием поднятий, которые вызывали обновленные разломов.

Пространственное размещение интрузивов тесно связано с тектоническими условиями формирования геосинклинали. Наиболее пронизываемыми участками для магматических масс начальных этапов развития (гипербазитовой и габброидной формаций) оказываются участки сочленения областей различного геотектонического режима (мобильных и частично стабилизировавшихся), а также областей, отличающихся дифференциальными движениями различного знака. К таким участкам относятся область сочленения Уралтауского антиклиория с Магнитогорским синклиорием, а также области стыка отдельных структурно-фациальных зон в его пределах. Магматизм более позднего времени развития (гранитоидная формация) обнаруживает приуроченность к областям геоантиклинальных поднятий и смежных с ними участков геосинклинали. Исключение составляет наиболее ранний магнитогорский комплекс гранитоидов, приуроченный к Магнитогорскому прогибу, где с ним ассоциируют кислые эффузивы, которые, по-видимому, являются его комагматами.

Характерно, что наиболее интенсивная магматическая деятельность ранних этапов (гипербазитовая и габброидная формации и синорогенные гранитоиды магнитогорского комплекса) локализуется в той части геосинклинали, которая является в этот период наиболее тектонически активной. Так, среднедевонский гипербазитовый комплекс приурочен к Ирндыкской структурно-фациальной зоне, которая являлась ареной интенсивной вулканической деятельности и неуклонного прогибания в силуре и нижнем девоне, а со среднего девона испытывает инверсию и в дальнейшем существует как область устойчивого поднятия. Более поздние интрузивные проявления развиты преимущественно в восточ-

ной части геосинклинали, куда переместилась со среднего девона область наиболее интенсивного прогибания и соответственно вулканизма. На западе геосинклинали магматическая активность последнего этапа оказалась приуроченной только лишь к длительно живущему и неоднократно обновлявшемуся Приуралтаускому разлому.

Характерно, что областью, наиболее насыщенной интрузивными образованиями различного возраста, является северная, более узкая и сдавленная часть Магнитогорского синклинория. Выше уже указывалось на относительную стабильность этой области, примаыкающей к Уфимскому выступу Русской платформы, что хорошо фиксируется небольшими по сравнению с югом мощностями отложений среднего палеозоя. Меньшая пластичность земной коры в северной части геосинклинали приводила, по всей вероятности, к обилию разломов, которые служили путями для магматических масс.

Наблюдается известная возрастная разобщенность процессов вулканизма и интрузивной деятельности. Если первые приурочены преимущественно к начальным этапам тектоно-магматических подциклов, то вторые достигают наибольшего развития в конечные этапы, завершающие эти подциклы.

МАГМАТИЗМ МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (В ГРАНИЦАХ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ)

Вулканогенные породы описываемого района принадлежат к каледоно-варисскому тектоно-магматическому циклу, в котором выделяются этапы вулканизма. Этот цикл подразделяется на ряд этапов.

Силуро-нижнедевонский этап. *Лландоверско-нижневенлокский вулканизм.* Отложения лландовери и низов венлока повсеместно залегают резко несогласно на более древних отложениях. Сверху местами они ограничены толщей конгломератов, залегающей среди нижневенлокских слоев (Шарфман, 1953). Конгломерат содержит гальку осадочных и эффузивных пород лландовери—низов венлока, а также гальку характерных жильных пород Халиловской гипербазитовой интрузии, хлоритизированные серпентиниты, уралитизированные пироксениты, реже пироксениты, перидотиты и хромит. Отложения указанного этапа прорваны мелкими и крупными интрузиями гипербазитов. Диабазы низов баймак-бурибаевской свиты (или сакмарской свиты), заключающей прослой граптолитовых сланцев с фауной верхней части нижнего и верхнего венлока, залегают трансгрессивно на гипербазитах Халиловской интрузии (Шарфман, 1959; Ковалев, 1945). Это позволяет рассматривать отложения среднего лландовери—низов нижнего венлока с прорывающими их интрузиями гипербазитов как образования особого тектоно-магматического этапа. Аналогичные данные получены уже на Северном Урале. Не везде верхняя граница отложений этого этапа отмечена явными признаками перерыва. Нередко в низах венлока наблюдается лишь резкое усиление вулканической деятельности и дальнейшее распространение трансгрессии.

Эффузивные породы лландовери—низов венлока представлены диабазами и спилитами иногда шаровой текстуры, подчиненными толще кремнистых и кремнисто-глинистых граптолитовых сланцев с фауной среднего и верхнего лландовери и нижней части нижнего венлока. Количество эффузивов обычно увеличивается вверх по разрезу.

Венлокско-нижнелудловский вулканизм. Возраст вулканогенных отложений определяется от нижнего венлока до нижнего лудлоу включительно.

Вулканические породы этого времени развиты в западном крыле Присакмарской синклинали. Излияния представлены спилитами, диабазами и диабазовыми порфиритами, содержащими прослойки граптолитовых сланцев с фауной верхнего и нижнего венлока. Мощность вулканогенных пород 300—400 м; покрываются они несогласно верхним девонном. В петрографическом отношении это типичные породы «спилитовой серии». В восточном крыле той же синклинали в основании залегает толща основных пород мощностью 600 м, сложенная типичными спилитами и шаровыми лавами с альбитом, хлоритом и моноклинным пироксеном (внизу), массивными эпидотизированными диабазами и диабазовыми порфиритами (выше), сопоставляемыми со второй толщей баймак-бурибаевской свиты. Основные породы прорваны многочисленными дайками альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Выше, по мнению В. С. Шарфмана, залегает верхняя подсвита баймак-бурибаевской свиты мощностью 500—600 м, сложенная альбитофирами, кварцевыми альбитофирами и дацитовыми порфиритами с фенокристаллами олигоклаза, иногда андезина и хлоритизированной роговой обманки. Встречаются плагиоклазовые порфириды с пилотакситовой и микролитовой структурой, а также туфы и брекчии этих пород.

В восточной части района вулканическая деятельность проявилась, по-видимому, столь же интенсивно. Здесь залегает толща (суундукская свита) диабазов, диабазовых и плагиоклазовых порфиритов. Я. А. Рихтер относит ее к низам девона.

Верхнелудловско-нижнедевонский вулканизм. Начало его отвечает времени проявления тектонических движений и крупной тектонической перестройке на границе нижнего и верхнего лудлоу. Вулканические образования представлены ирендыкской свитой, формирующейся в глубоком прогибе. На западе района они развиты на южном продолжении хр. Ирендык. Мощность их здесь постепенно уменьшается с севера на юг от 1000 до 500—300 м. В восточной части прогиба ирендыкской свите, по-видимому, соответствует сходная толща порфиритов, в Кусемской антиклинали имеющая мощность 1400—1500 м.

В южной оконечности хр. Ирендык преобладают туфы гиалопилитовых, пилотакситовых и витрофирировых пироксеновых порфиритов, а также витрокластические туфы. На втором месте стоят плагиоклазовые порфириды и их туфы. Менее распространены диабазы. Преобладают породы андезитового и андезито-базальтового состава, причем туфы, в частности грубые, имеют наибольшее развитие. Туфы и порфириды несомненно являются продуктами извержений центрального типа, причем, судя по обилию стекловатых туфов, вулканы находились в самой активной фазе деятельности.

Кобленц-эйфельский вулканизм характеризуется изменением типа вулканической деятельности и тектонической перестройкой в интрагеосинклинали, причем зона активного вулканизма вновь смещается к ее середине. Конец отмечен резко несогласным налеганием бугулыгирских яшм или туфов улутауской свиты. Эффузивы карамалыташской свиты выходят восточнее порфиритов Ирендыка в Калининской и Гайской брахиантиклиналях. В нижней толще свиты мощностью до 1000 м резко преобладают альбитофиры и кварцевые альбитофиры, туфы и туфобрекчии. Они пересекаются субвулканическими дайками диабазов и диабазовых порфиритов. Толща включает колчеданные залежи, вблизи которых развиты вторичные кварциты и серицитовые сланцы. В верхней толще мощностью до 650 м внизу развиты пирокластические отложения, выше преобладают покровы массивных порфиритов с подчиненными линзами яшм.

В восточной части описываемой территории карамалыташской свите, вероятно, соответствует диабаз-спилитовая толща мощностью 1200—1300 м. В ее основании развиты пирокластические породы, выше преобладают лавы диабазовых и спилитовых порфиритов с фенокристаллами плагиоклаза и пироксена.

Как и для всех диабазо-альбитофировых лав, для карамалыташской характерно широкое распространение покровов лав, что наряду с наличием субвулканических даек указывает на значительную роль трещинных излияний. В петрохимическом отношении эффузивы карамалыташской свиты сходны с баймак-бурибаевскими. Однако здесь значительно развиты диабазы с относительно высоким содержанием кальция. Характерно также более высокое содержание в них железа.

Среднедевонский этап (улутауская свита). Нижняя граница среднедевонского этапа определяется перерывом в основании улутауской свиты и несогласным ее налеганием на свиты различного возраста, причем в ее основании широко развита пачка осадочных кремнистых пород, свидетельствующая о затухании вулканизма. Конец отмечен новым перерывом вулканической деятельности и развитием в основании франского яруса кремнистых сланцев.

По составу и мощности отложения улутауской свиты различны в трех разобренных зонах их развития: восточной — к востоку от области развития нижнего карбона Магнитогорского прогиба, средней — обнажающейся между известняками карбона и туфами ирендыкской свиты, и западной — в Присакмарской зоне.

В восточной зоне улутауская свита мощностью до 1000 м сложена андезитовыми порфиритами и их брекчиями с прослоями живетских известняков; в средней — представляет мощную (до 1500 м) толщу слоистых, большей частью перестроженных туфов, частью туфобрекчий, переслаивающихся с тонкозернистыми туффитами и кремнистыми сланцами, роль которых возрастает к югу. В западной зоне в восточном крыле Присакмарской синклинали у Бурибая улутауская свита при сходном составе имеет мощность всего около 200 м; далее на запад она выклинивается совсем.

Вулканизм среднего девона характеризуется извержениями центрального типа, преимущественно андезитового состава с примесью более кислых дацитовых и риолитовых пород. Зона активно действовавших вулканов, извергавших лавы и громадное количество туфов, отступает на восток от западного края интрагеосинклинали. С запада она сопровождается постепенно выклинивающимся шлейфом слоистых пирокластических пород, частью перемытых туфов, частью продуктов разрушения вулканических островов, переслаивающихся с кремнистыми сланцами и радиоляритами. Зона, расположенная к востоку от линии Орск—Бурибай, продолжает интенсивно опускаться: здесь в течение среднего девона накапливается вулканогенная толща мощностью до 1500 м, на всем протяжении сохраняющая облик мелководных морских отложений.

Верхнедевонский этап. Начало франского века отмечается почти повсеместным затуханием вулканизма и отложением мукасовской толщи кремнистых сланцев. Вслед за тем, очевидно, имели место значительные дифференциальные колебательные движения, вызвавшие углубление сузившейся части прогиба в центральной подзоне, где нижнекарбонные отложения залегают на среднедевонских. Вулканизм франского яруса выражен слабо. Отложения этого яруса сложены песчаниками, конгломератами и сланцами, иногда с флорой и прослоями андезитовых туфов. Последние, однако, местами имеют

характер агломератов (Петренко, 1932), что, вероятно, указывает на вспышки эксплозивной деятельности.

В фаменском веке и в нижнем турне вулканизм замирает. В это время происходят горообразовательные движения, в результате которых восточная подзона прогиба испытывает значительный размыв, а в центральной и западной отлагается мощная толща полимиктовых песчаников и сланцев зилаирской свиты.

Ниже карбоновый этап. Нижняя граница отложений этого этапа определяется несогласным на большой территории залеганием нижнего карбона (верхов турнейского яруса) на подстилающих породах, иногда с большим перерывом и резким угловым несогласием. Вследствие недостаточности материала нижекарбоновый этап рассматривается в целом.

Эффузивами нижнего карбона сложены верхнетурнейские и нижневизейские отложения Магнитогорского прогиба (по В. В. Белоусову). В восточной части его толщи основных и кислых эффузивов имеют подчиненное развитие среди терригенных и кремнистых отложений турне—нижнего визе, содержащих прослой угля.

В Магнитогорском прогибе вулканогенные толщи расчленяются на две свиты: верхнетурнейскую и нижневизейскую. В нижней толще верхнетурнейской свиты преобладают нормальные диабазы, нередко дающие типичные шаровые лавы, слагающие ершовскую толщу. Они многократно переслаиваются с морскими кремнистыми, туфогенными и известковыми отложениями. В подчиненном количестве среди диабазов наблюдаются пироксеновые, роговообманковые и оливиновые порфиры. Толща имеет морской характер. Залегают диабазы в виде покровов, расчлененных многочисленными sillами. Обильны дайки диабазов того же состава. Они не поднимаются выше толщи диабазов, а местами наблюдалось непосредственное окончание их в покровах. Стратиграфически выше по р. Гусихам развиты фельзиты и фельзитовые порфиры, отвечающие чекинской толще (Сергиевский, 1956). Прослоев морских осадков в толще порфиров не встречено; присутствие игнимбритов указывает на наземный характер излияний.

На эффузивах турнейской свиты на р. Бурле с прослоем нижневизейских известняков в основании, с отчетливым азимутальным несогласием залегают нижневизейская эффузивная свита. В ее составе здесь преобладают оливиновые палеобазальты. Немного южнее свита трансгрессивно срезана отложениями среднего визе. На р. Орловке в брахиантиклинальных поднятиях среди известняков верхнего визе выходят эффузивы более высоких горизонтов нижневизейской свиты: трахитовые порфиры, кварцевые порфиры и их туфы; выше преобладают андезитобазальтовые порфириты с фенокристаллами моноклинного пироксена и андезина и с гиалопилитовой, пилотакситовой и интерсертальной основной массой. В западном же крыле брахиантиклинали развиты диабазы и палеобазальты. Среди них характерны оливиновые палеобазальты офитовой и пойкилоофитовой структуры. Известняки верхнего визе налегают на эффузивы с размывом.

Для нижекарбоновых эффузивов Магнитогорского прогиба характерна так называемая контрастная дифференциация. В турне преобладают нормальные диабазы и фельзитовые порфиры. В нижнем визе — оливиновые диабазы (палеобазальты) и трахитовые порфиры. Излияние этих пород происходило в расплавленном виде, и вулканы не имели высоких конусов. В восточной подзоне эффузивы образуют выклинивающиеся толщи мощностью до нескольких сотен метров. Здесь развиты (Клочихин, 1958) базальтовые и оливиновые порфириты и их туфы, содержащие прослой известняков с нижневизейской фауной, а

также фельзиты и альбитофиры (Эйно́р, 1953). Далее на восток в нижекарбонных отложениях западного крыла Восточно-Уральского антиклинария эффузивы не наблюдались.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузии силурийского и девонского возраста. К интрузиям, расположенным в пределах описываемой территории, следует отнести гипербазиты Халиловского, Хабарнинского и Байгускаровского массивов. Некоторые малые тела прорывают баймак-бурибаевскую и более молодые свиты и, очевидно, относятся к более поздним (девонским) интрузивным гипербазитовым комплексам.

Крупные интрузии имеют приблизительно конкондартное залегание и лишь местами дают секущие контакты. Вероятна факолитоподобная их форма и сравнительно пологое залегание. По геофизическим данным, для расположенного южнее Кемпирсайского массива, устанавливается плоская форма залегания, небольшая мощность и наличие уходящего в глубину подводящего канала. Небольшие интрузии гипербазитов нередко залегают в виде тонких пластообразных залежей, согласно повторяя все изгибы складчатой структуры вмещающих пород.

Преобладающей породой Хабарнинской и Халиловской интрузий являются гарцбургит и апогарцбургитовый серпентинит. Структура их среднезернистая, текстура полосчатая вследствие субпараллельного расположения зерен бастита, реже массивная. Простирание полосчатости в Халиловском массиве близко к меридиональному и образует выпуклую к западу дугу параллельно очертанию массива. Падение полосчатости крутое, восточное. В Халиловском массиве в виде вытянутых по полосчатости тонких линзовидных тел и трубообразных крутопадающих масс, иногда с отпрысками, пересекающими полосчатость, залегают дуниты и аподунитовые серпентиниты. В Хабарнинском массиве дунит слагает также сплошной участок в восточной части массива, площадью около 30 км². Переходы между дунитами и полосчатыми гарцбургитами совершаются быстро. Несмотря на как бы секущий характер некоторых дунитовых тел, нет основания рассматривать их как более поздние внедрения дунитовой магмы в отвердевший гарцбургит. По предположению А. Н. Заварицкого (1932), дунитовые трубы возникли из гарцбургитов в результате воздействия растворов или газов на гистеромагматической стадии. Эти растворы вызывали превращение энстатита в оливин и могли также отлагать хромит. По экспериментальным исследованиям Н. Боуэна превращение энстатита в оливин вызывает недосыщенный кремнекислотой водяной газ в надкритическом состоянии; обратный процесс вызывает этот же газ, пересыщенный кремнекислотой.

Из других перидотитов в Халиловском массиве встречаются лерцолиты и шрисгеймиты, а в Хабарнинском — верлиты.

Пироксениты, диаллагиты и оливиновые диаллагиты вдоль контактов нередко дают постепенные переходы к перидотитам в одну сторону и к габбро — в другую. Значительно реже встречаются вебстериты. Более поздний возраст имеют жильные диаллагиты, бронзититы и горнблендиты. Основные породы образуют три разновозрастные группы. Полосчатые амфиболиты неясного генезиса, среди которых выделяются плагиоклазовые, цоизитовые, гранато-цоизитовые и диопсидовые, являются более древними, чем перидотиты, и испытывают в контакте с ними отчетливый метаморфизм (Кашин, 1940) с превращением в биотитогранатовые породы. Вторую группу составляют породы семейства

габбро, тесно связанные с пироксенитами и часто развитые по периферии массивов гарцбургитов, представленные нормальными и оливинowymi габбро и габбро-норитами, а также роговообманковыми, сосюрито-уралитовыми, сосюритовыми и пренитизированными габбро, переходящими в пренито-актинолитовые породы. По возрасту они близки к перидотитам и иногда содержат ксенолиты последних. Наконец, широко распространены дайки основных пород, часто обладающие тонкозернистой или афанитовой внешней каймой и пересекающие полосчатость перидотитов и габбро: диабазы офитовой, диабазовой, реже интергранулярной структуры и меланократовые мелкозернистые диориты, сходные с лампрофирами. Внедрение этой дайковой серии происходит в уже остывающие перидотиты, до автометаморфической их серпентинизации. Реже встречаются крупнозернистые и даже гигантоплазмические габбро. Из кислых жильных пород распространены плагиоклазиты, пересекающие перидотиты и габбро. Реже встречаются плагиоаплиты и аплиты, самые молодые породы жильной свиты (Шарфман, 1959). Процессы серпентинизации происходят позднее образования большинства пород жильной свиты и сегрегаций хромита. С процессами серпентинизации, вероятно, связано превращение пироксенитов, диабазов и габбро в хлорито-гранатовые и хлорито-везувияновые породы.

Интрузии каменноугольного — пермского возраста. Интрузии нижнего или начала среднего карбона представлены субвулканическими породами, синхронными эффузиям аналогичного состава, а также интрузиями, завершающими вулканическую деятельность.

По наблюдениям Н. В. Струве, в более северных районах выделяется несколько последовательных интрузивных комплексов. Все аналоги их известны и в пределах Оренбургской области, хотя возрастные отношения не всегда установлены. Перечисляем их от древних к молодым.

1. Габбро и габбро-диабазы верхнетурнейского возраста, образуют субвулканические интрузии, пластовые залежи и дайки. Интрузивные фенеритовые диабазы диабазовой и офитовой структуры с лабрадором и авгитом, широко распространены среди ершовской толщи диабазов в районе пос. Березовского. Изредка встречаются также небольшие интрузии габбро, например на р. Ташле. По химическому составу интрузивные диабазы идентичны диабазам ершовской толщи.

2. Сиенитовые и граносиенитовые порфиры нижневизейского возраста образуют дайки, пластовые залежи и небольшие лакколиты в толще трахитовых порфиров нижнего визе и в подстилающих отложениях. По составу — это натровые порфиры, варьирующие от сиенитовых до граносиенитовых с микрогранитной, призматической или трахитовой структурой. Более крупные тела сиенит-порфиров, микрограниты и микроаплиты наблюдались по периферии некоторых гранитных интрузий магнитогорского комплекса и прорываются последними. Породы описанного типа, а также другие, перечисленные ниже разности встречаются среди сложной Бриентской и других интрузий, но геологические отношения их не всегда выяснены.

3. Ультраосновные интрузии прорывают нерасчлененные отложения турне — нижнего визе восточной подзоны и сами пересекаются дайками гранитов магнитогорского интрузивного комплекса (Клочихин, 1958). Интрузии гипербазитов образуют зоны вытянутых меридионально тел длиной до нескольких километров. Они сложены серпентинизированными гарцбургитами с баститом, серпентинитами петельчатой структуры и перекристаллизованными антигоритовыми серпентинитами. Гиперба-

зиты рассекаются жилами плагиоклазов и плагиогранитов. Послевизейские гипербазиты присутствуют также в поясе гипербазитов, располагающихся на границе зоны Урал-Тау и Магнитогорского синклинория, однако достоверно присутствие их в Оренбургской области не установлено.

4. Гранитоиды магнитогорского комплекса образуют цепь интрузий, протягивающуюся приблизительно на границе между Магнитогорским краевым прогибом и восточной пдзоной через весь район. Они прорывают и метаморфизуют эффузивы березовских свит и более древние отложения.

Определения абсолютного возраста аргоновым методом дают цифры 338—344 (среднее 341) млн. лет для Магнитогорской интрузии и 273—294 млн. лет для Бриентской, 229 млн. лет для Ново-Орской. Все цифры, кроме последней, близки или отвечают карбонovому возрасту (Полевая, 1959) и более или менее удовлетворительно согласуются с геологическими данными. Следует отметить, что определения абсолютного возраста микропертитовых гранитов магнитогорского комплекса по валовым пробам дают слишком большую разницу в цифрах. Состав интрузий разнообразен. В них входят граниты двух типов, представляющие собой две последовательные интрузивные фазы, каждая из которых характеризуется значительным постоянством состава. Граниты первой фазы внедрения содержат олигоклаз или олигоклаз-альбит, обычно в порфириовидных зернах, с краев разъеденный ортоклазом и пертитом. Калишпат обрастает зерна плагиоклаза и вместе с кварцем образует основную массу породы. Граниты второй фазы имеют аллотриоморфную структуру и состоят из микропертита и кварца с небольшим количеством полущелочного амфибола. Редко присутствуют остатки олигоклаза. Среди аксессуаров характерен и обилен титанит, присутствуют апатит и магнетит. Обе разности имеют калинатровый состав, но по основным петрохимическим характеристикам (по Заварицкому) точно отвечают гранитам.

Кроме того, в состав интрузий входят в варьирующем количестве граносиениты и сиениты, гранодиориты, диориты, сиенито-диориты и даже габбро. Все эти породы связаны постепенными переходами или брекчиевидными такситами, в которых цемент всегда имеет более лейкократовый состав.

Интрузии, целиком залегающие в порфирах чекинской толщи и имеющие состав, близкий к гранитам, вполне однородны. Остальные породы возникают в результате взаимодействия гранитов (гибридизма и метасоматоза) с основными эффузивами, обычно с диабазами. На контактах (но не повсеместно) обычно возникают мелкозернистые диориты, вначале сохраняющие офитовую структуру. Далее переход к гранитам происходит либо через кварцевые диориты и гранодиориты, либо через сиенито-диориты, сиениты и граносиениты. Эти заключения, отчетливо вытекающие из наблюдений в поле и изучения шлифов, находят интересное подтверждение на сводной петрохимической диаграмме интрузивных пород магнитогорского комплекса (Струве, 1959). Фигуративные точки анализов гранитов очень тесно концентрируются либо около точки среднего состава гранита для гранитов первой фазы, либо около точки состава щелочного гранита для пород второй фазы. Фигуративные точки анализов остальных пород разбрасываются вниз веером, т. е. как раз обратно тому, что мы видим на диаграммах, представляющих серии пород дифференциатов основной магмы, где веер расходится вверх от точки базальта. При этом часть точек диоритов и габбро располагается в поле щелочных основных пород, но при обычном для диоритов и габбро модальном составе. Таким образом, исходной для всего

разнообразия интрузивных пород магнитогорского комплекса является чистая гранитная магма. Остальные породы возникли в результате взаимодействия с вмещающими эффузивами.

Магнитогорский комплекс носит признаки пород малой глубинности, даже гипабиссальных. Контактные изменения вмещающих пород наряду с явлениями гибридности выражены ороговикованием и оскарнованием в известняках и изверженных породах.

Среди жильных пород, секущих граниты Бриентской интрузии, встречаются аплиты, кварцевые порфиры, сиенито-порфиры, различные диабазы (с титано-авгитом, с бурым амфиболом), оливиновые базальты, микродиориты, спессартиты и керсантиты. Вследствие плохой обнаженности интрузии отношения перечисленных пород не всегда ясны.

По составу магнитогорские граниты очень близки к порфирам чекинской толщи, а некоторые интрузии, видимо, внедрены в субвулканические аппараты нижнего визе. Однако отношения гранитов с эффузивами березовской свиты не столь непосредственны: в нижнем визе кислые эффузивы приобрели иной трахитовый и трахилипаритовый состав и такой же характер они сохраняют в верхнем визе. По-видимому, магнитогорские граниты представляют собой новую порцию кислого дифференциата той же магмы, отделившуюся позднее, например при восходящих движениях начала башкирского века.

Жильные щелочные породы гранитного и сиенитового состава с пертитом, эгирином, риббекитом, арфведсонитом рассекают граниты нормального состава и образуют небольшие интрузии. Подобные породы встречаются среди Бриентской интрузии.

Штоки и дайки калиевых микрогранитов и гранит-порфиров от всех остальных изверженных пород магнитогорского комплекса отличаются преобладанием калия над натрием. Калиевые микрограниты и порфиры образуют наибольшие штоки и дайки.

Около одного из штоков на горе Алабайталу наблюдался пологолежащий поток порфира сходного состава с прекрасно сохранившейся верхней поверхностью, покрытой дугами и тяжами течения, излившийся субаэрально. Это наблюдение позволяет предположить, что штоки калиевых пород являются заполнителем вулканических жерловин. Возраст этих интрузий, вероятно, не старше среднего карбона.

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Среди описанных вулканогенных и интрузивных образований Магнитогорского синклинория отмечаются многообразные процессы метаморфизма, протекавшие на различных этапах формирования геосинклинали и тесно связанные с разновозрастными тектоническими движениями и магматизмом. Они обусловили образование пород различных метаморфических фаций, преимущественно низкой и реже средней ступеней метаморфизма, представленных зелеными сланцами, амфиболитами, кварцитами, мраморами и различными, другими метаморфизованными породами.

Существование разновозрастного метаморфизма устанавливается по наличию метаморфизованных пород в составе галек силурийских, девонских и каменноугольных терригенных толщ. Однако расчленение метаморфизма по возрасту представляет весьма сложную задачу в связи с наложением различных этапов регионального метаморфизма, а также метаморфизма, связанного с интрузивной деятельностью.

Для Магнитогорского синклинория возраст регионального метаморфизма вулканогенных толщ колеблется от силура до верхнего палеозоя. Намечается вертикальная зональность в развитии интенсивности

метаморфизма, которая подчеркивается в понижении степени метаморфизма от древних толщ к более молодым, что хорошо устанавливается в широтных разрезах Урала.

Метаморфизм осадочных и вулканогенных пород. Силурийские, ниже- и среднедевонские вулканогенные образования охвачены метаморфизмом низкой ступени с образованием ассоциации минералов фаций зеленых сланцев. Они характеризуются развитием альбита, хлорита, актинолита, серицита, клиноцоизита, пумпеллита и в меньшей степени актинолита и эпидота и других низкотемпературных минералов. Метаморфизм низкой ступени нередко сопровождается рассланцеванием и линейно ориентированным расположением чешуйчатых минералов — серицита, хлорита и др.

Региональным метаморфизмом слабее охвачены вулканогенные и осадочные отложения верхнего девона и нижнего карбона, среди которых нередко сохраняются слабо метаморфизованные разности пород со свежим плагиоклазом и слабо измененным стекловатым базисом. Таким образом намечается зависимость степени регионального метаморфизма от геологического возраста. Однако в ряде случаев такая зависимость не наблюдается. Это в первую очередь относится к зонам разломов, вдоль которых на значительных площадях сравнительно молодые отложения (такие, как нижнекаменноугольные и верхнедевонские) превращены в филлитовидные и зеленые сланцы и мраморы (Восточно-Уралтауский, Миасско-Гумбейский и другие разломы). Явления гидротермального метаморфизма с интенсивными процессами метасоматоза распространены среди разнообразных по возрасту вулканогенных образований в районах медноколчеданных месторождений, приуроченных к разломам. Здесь местами намечается зональное распределение минеральных ассоциаций и развитие хлоритовых, кварцево-серицитовых, серицитизированных, эпидотизированных, пумпеллитизированных и других пород низкой ступени метаморфизма.

Контактный прогрессивный метаморфизм средней и низкой ступеней метаморфизма с образованием биотитовых роговиков и амфиболитов устанавливается на небольших площадях в зонах экзоконтактных ореолов верхнепалеозойских гранитоидов с вмещающими их вулканогенными толщами силура и девона. Таким образом, наиболее распространенным типом метаморфизма среди вулканогенных образований Магнитогорского синклинория является региональный метаморфизм низкой ступени фаций зеленых сланцев. Выше отмечалось отсутствие специальных исследований по изучению метаморфических пород, которые освещались лишь попутно при общегеологических исследованиях. Следует также отметить, что до настоящего времени почти не проводилось картирование метаморфических фаций.

Метаморфизм интрузивных пород. Среди интрузивных пород развиты весьма разнообразные процессы метаморфизма. Они связаны как с явлением интенсивного аутометаморфизма (аутометасоматоза), так и с влиянием более поздних интрузий, а также с региональным метаморфизмом.

В гипербазитах аутометаморфизм выражен процессами серпентинизации, которые представляют гидротермальный метасоматоз, протекающий на больших площадях, но без влияния каких-либо интрузий. Количественные отношения первичных компонентов при этом сохраняются почти целиком. Процесс серпентинизации представляет гидратацию с привнесением воды и с выносом магния, в результате которой образуются серпентиниты, состоящие из серпентина и магнетита.

В зонах рассланцевания и вблизи гранитоидных интрузий протекает интенсивный метасоматоз гипербазитов с привнесением воды, угле-

кислоты и кремнезема. Продуктами этого метасоматоза являются кварцево-карбонатные, хлорито-карбонатные, талько-хлоритовые и талько-карбонатные породы. К узким зонам разломов приурочена также лиственизация с образованием лиственитов.

Автоматоматоз в среднепалеозойских габброидах развит повсеместно и выражен в сосюритизации и амфиболитизации габбро. В разломах они подвергаются интенсивному гидротермальному метаморфизму, который накладывается на раздробленные габброиды. Последние в процессе метаморфизма и рассланцевания превращаются в альбит-эпидот-актинолитовые сланцы и амфиболиты, близкие к фациям зеленых сланцев. К числу продуктов метаморфизма даек габброидов, связанных также с автогидротермальным метасоматозом, относится образование хлорит-гранатовых, эпидот-гранатовых и хлорит-эпидотовых пород, которые нередко встречаются среди серпентинитов, особенно в северной части Учалинского района.

Диориты и диоритовые порфириты при метаморфизме подвергаются альбитизации, серицитизации, актинолитизации и хлоритизации. В зонах тектонических нарушений гидротермальный метасоматоз сопровождается привнесом сульфидов с примесью золотоносного пирита. Продукты контактово-метасоматического метаморфизма представлены магнетитовыми, эпидот-гранатовыми, эпидот-диопсидовыми скарнами, которые развиваются в контакте известняков с габброидами, диоритами и более кислыми интрузиями.

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Докарбоновая магматическая деятельность.

Восточно-Уральский антиклинорий располагается в междуречье Урал—Тобол—Иргиз, смыкаясь на западе с Магнитогорским синклинорием, а на востоке граница его проходит западнее долины р. Бузбия и озер Жете-Коль и Шалкар-Ега-Кара.

В строении Восточно-Уральского антиклинория принимают участие метаморфические породы докембрийского возраста, вулканогенно-осадочные образования нижнего палеозоя, силурийско-девонские эффузивы и вулканогенно-осадочные образования нижнекаменноугольного возраста. Очень большая роль в строении рассматриваемой территории принадлежит интрузивным породам различного состава и возраста.

Вулканическая деятельность.

Породы эффузивного происхождения в описываемом районе установлены среди разновозрастных образований, начиная от позднего докембрия до нижнего карбона включительно.

Проявления наиболее ранних этапов вулканизма отмечены в докембрии. Среди кварцитов и кварцево-сланцевых сланцев докембрийского возраста имеются прослои амфиболитов и амфиболовых сланцев, которые ведут свое начало от пород типа диабазов и порфиритов. По-видимому, вулканизм в докембрии был длительным. Наиболее интенсивные проявления его отмечаются в северной части описываемого района, где резко возрастает мощность амфиболсодержащих пород. Переслаивание вулканогенных пород с осадочными является показателем подводного характера вулканизма. К сожалению, эти породы к настоящему времени настолько сильно изменены, что о первичном составе их можно говорить лишь предположительно.

В нижнем палеозое происходит накопление эффузивно-пирокластических пород основного состава (диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов), чередующихся с осадочными отложениями. В составе вулка-

ногенных пород принимают участие уралитизированный амфибол, сосюритизированный плагиоклаз, цоизит, эпидот. Зачастую эффузивные породы превращаются в актинолитовые, альбит-эпидот-хлоритовые и другие сланцы.

Наиболее интенсивный вулканизм фиксируется в кембрии. В это время происходит накопление вулканогенных пород преимущественно основного состава, которые в верхней части разреза переслаиваются с кремнистыми сланцами и туфогенными песчаниками. В нижнем ордовике отмечается затухание излияний и возрастает роль осадочных отложений, в составе которых немаловажная роль принадлежит туфогенному материалу. Возможно, что наряду с основными эффузивами имелись прослойки кислого состава, но впоследствии в результате метаморфизма они были превращены в различные зеленые и слюдяные сланцы, природа которых сейчас еще не установлена. Можно предполагать, что излияния, начавшиеся с основных лав, закончились более дифференцированными разновидностями, в числе которых имелись и кислые эффузивы.

Начиная с верхнего силура и в течение девона в связи с мощными тектоническими движениями происходит новый цикл эффузивной деятельности. Начало вулканизма ознаменовалось накоплением пород основного состава диабазов, диабазовых порфиритов, андезито-базальтов, пироксен-плагиоклазовых порфиритов, спилитов и их туфов, а к концу этого цикла появляются альбитофиры, дациты и трахилипариты, переслаивающиеся с породами основного состава. Вулканогенные породы претерпели интенсивное зеленокаменное изменение, выражающееся в уралитизации, хлоритизации, альбитизации и эпидотизации эффузивов, а под воздействием сильного динамометаморфизма на отдельных участках они превращены в порфиритоиды, порфириоиды, габбро-амфиболиты и различные зеленые сланцы (кварцево-серицитохлоритовые, хлоритовые, альбито-актинолитовые и др.).

Диабазы и диабазовые порфириты состоят из светло-зеленого лучистого амфибола актинолитового ряда (уралит) и нацело альбитизированных и сосюритизированных основных плагиоклазов. В интерстициях наблюдаются скопления чешуек хлорита, заместившего стекло, зернышки эпидота и цоизита, образовавшиеся за счет плагиоклазов и темноцветных минералов. Зеленые сланцы имеют переменный состав, характеризующийся присутствием в различных соотношениях минералов группы хлорита, серицита, эпидота, цоизита и кварца. Из рудных минералов отмечаются ильменит, титаномагнетит и пирит.

Альбитофиры и трахилипариты в результате изменений превращаются в различные кварцево-серицитовые и кварцево-слюдяные сланцы.

Среди вулканогенных пород содержатся прослойки известняков и кремнистых пород, свидетельствующие о подводном излиянии лав.

В конце девона эффузивная деятельность прекращается и происходит размыв ранее сформировавшихся пород.

В начале нижнего карбона (вернее, в конце турне) проявляется местами слабый вулканизм, выразившийся в образовании прослоев диабазов и их туфов среди песчано-сланцевых отложений брединской свиты (в Аниховской грабен-синклинали и в других местах). Прослои вулканогенных пород имеют непостоянную мощность и замещаются по простиранию туфами, туфопесчаниками и песчано-глинистыми осадками. Эффузивный магматизм развивается в сторону усиливающейся кислотности от диабазов до андезито-базальтов и альбитофиров. В нижнем визе отмечается некоторое усиление вулканизма в Сары-Обинской грабен-синклинали, где происходит накопление мощных толщ (в не-

сколькo сотен метров) палеобазальтов, пироксен-плаггиоклазовых порфиритов, липаритовых порфиров и их туфов.

Эти породы отличаются от девонских и нижнепалеозойских эффузивов лучшей сохранностью первичных минералов. В них зачастую сохраняется нераскристаллизованное вулканическое стекло. Начиная со среднего виле признаки вулканизма на рассматриваемой территории не обнаружены, и дальнейшая история вулканизма в среднем карбоне ввиду отсутствия отложений соответствующего возраста неизвестна.

Интрузивный магматизм. Интрузивные образования, широко распространенные в Восточно-Уральском антиклинории, принадлежат трем генетическим группам: перидотитовой, базальтоидной (габброидной) и гранитоидной. Формирование их происходило в связи с проявлением тектоно-магматической деятельности в позднем докембрии и палеозое.

В рассматриваемом районе выделяется интрузивный магматизм позднедокембрийского, нижнепалеозойского, девонского, нижнекаменноугольного и посленижнекаменноугольного возраста.

Позднедокембрийский интрузивный магматизм. Интрузивная деятельность в позднем докембрии изучена слабо, хотя само выделение позднедокембрийских интрузий не вызывает сомнений. О проявлениях интрузивной деятельности в позднем докембрии свидетельствует широкое развитие среди метаморфических образований ортогнейсов, сформировавшихся за счет интрузий кислого и среднего состава. Они ассоциируют с метаморфическими породами осадочного происхождения, а широкое развитие явлений наложенного метаморфизма затрудняет выделение этих интрузий из состава метаморфических серий.

Наиболее распространенными породами магматического происхождения являются гнейсо-граниты, гнейсо-аплиты и гнейсо-диориты. Подчиненное значение имеют сравнительно маломощные прослои тальковотремолитовых сланцев и амфиболитов, которые образовались, видимо, за счет гипабиссальных интрузий ультраосновного и основного состава.

Интрузивные образования позднедокембрийского возраста встречаются в бассейнах рек Джанабая и Бурыктала, в верховьях р. Тик-Бутака и в других местах.

Гнейсо-граниты состоят из калиевого полевого шпата, плаггиоклазов, биотита, мусковита и кварца. В некоторых разновидностях видны порфиробласты полевых шпатов размером до 1—3 см, удлиненно-линзовидной или округлой формы. Вытянуты они согласно с направлением кристаллизационной сланцеватости. Основная масса гранитоидов характеризуется волнистым расположением всех перечисленных выше минералов, повторяющих контуры порфиробластических выделений. Акцессорными минералами являются циркон, сфен, апатит и магнетит.

Возраст этих гранитоидов определяется как позднедокембрийский на том основании, что они с несогласием перекрыты породами верхней части разреза позднего докембрия.

Нижнепалеозойский интрузивный магматизм. Проявления нижнепалеозойского интрузивного магматизма достоверно установлены в Восточно-Уральском антиклинории. Обычно это небольшие неправильной формы интрузии гранитного состава, прорывающие гнейсовую серию докембрия. Лучше всего эти породы изучены в верховьях р. Кайракты, но скважинами они вскрывались и в других местах. Интрузии нижнепалеозойского возраста сложены роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами, превращенными в очковые гнейсо-граниты. С ними связаны многочисленные жилы аплитов и пегматитов, которые, как правило, тоже несут следы огнейсования.

В составе очковых гнейсо-гранитов имеются калиевый полевой шпат (ортоклаз), кварц, слюда (биотит или мусковит). Очковая структура создается вкрапленниками калиевого полевого шпата, а полосчатая текстура определяется плоско-параллельным расположением пластинок биотита и мусковита. Контакты с вмещающими породами сопровождаются образованием зон иньекционной переработки.

Формирование таких интрузий скорее всего могло происходить в ордовике. Два определения абсолютного возраста этих пород характеризуются цифрами 470—450 млн. лет с ошибкой измерения ± 10 млн. лет, что соответствует примерно нижней половине ордовика. Эти граниты прорываются гранитоидами среднепалеозойского возраста, не несущими следов метаморфизма и разгнейсования.

Интрузивный магматизм девонского (среднепалеозойского) возраста. Интрузивная деятельность в среднем палеозое имеет сложный характер. К числу наиболее ранних ее проявлений следует отнести образование небольших интрузий основного состава (корни излияний, дайки, некки), тесно связанных с вулканогенной формацией силурийско-девонского возраста. Сюда входят габбро-диабазы, габбро, диабазовые порфириды и другие породы, очень близкие по составу к эффузивным образованиям.

Кроме описанных пород, к интрузиям девонского возраста относятся гранитоиды мариинского и кайрактинского комплексов и габбро-диориты джанганинского комплекса.

Мариинский интрузивный комплекс. На изученной территории к мариинскому комплексу относится Жетекольская гранитоидная интрузия, расположенная к западу от одноименного озера, юго-западное окончание Джетыгаринско-Милютинской интрузии и мелкие тела диоритов и гранодиоритов, развитых вдоль восточной границы описываемой площади. В составе мариинского комплекса широкое развитие имеют кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты нормального ряда, связанные постепенными переходами. Такое петрографическое разнообразие пород может быть связано с явлениями ассимиляции и гибридизма. Скорее всего этим же объясняется и наличие большого количества шлировых обособлений в Жетекольской интрузии, которые, вероятно, представляют собой не полностью переработанные ксенолиты. Жильная фацция мариинского интрузивного комплекса представлена плагиогранит-порфирами, диорит-порфирами, аплитами, спессартитами и в меньшей степени пегматитами и аплитами.

Интрузии мариинского комплекса прорывают силурийско-девонские эффузивы и перекрываются известняками эйфельского яруса, которые не несут следов метаморфизма. Гранитный материал, аналогичный по составу породам мариинского комплекса, встречен К. И. Дворцовой в Притоболье в конгломератах среднего и верхнего девона; сходный обломочный материал найден в конгломератах верхнедевонского возраста вблизи совхоза «Комсомольского» (Сары-Оба) (Краснова, Рихтер, 1961). Абсолютный возраст гранитов мариинского комплекса определяется цифрами 340—360 млн. лет (Овчинников, 1961; Гаррис, 1961), что соответствует примерно среднему девону. Все изложенное выше позволяет сделать заключение о среднедевонском возрасте интрузии мариинского комплекса.

Кайрактинский интрузивный комплекс. К этому комплексу на рассматриваемой территории относятся Крыклинский, Теренсайский, Эркибайский и другие гранитные массивы сравнительно небольших размеров. Вмещающими породами для них являются вулканогенные образования силурийско-девонского возраста, нижнепалеозойские породы и кварциты позднего докембрия. В составе массивов участвуют микро-

клиновые, микроклин-плагиоклазовые и лейкократовые плагиоклазовые граниты, в которых цветной минерал представлен биотитом, амфиболом и реже мусковитом. Интрузии этого комплекса оказывают активное воздействие на вмещающие породы. В контакте гранитов с основными эффузивами образуются полосчатые инъекционные гнейсы. Тонкие прожилки гранитного состава проникают по сланцеватости в вулканогенные породы, придавая им полосчатый облик. В зоне контакта гранитов с метаморфическими породами докембрия образуются зоны вторичных инъекционных гнейсов и гранатовые скарны как в эндо-, так и в экзо-контакте.

Вопрос о времени формирования пород этого комплекса является спорным. Г. И. Водорезов считает, что эти интрузии имеют верхнепалеозойский возраст. Т. В. Билибина (1960) относит их к доверхнедевонским интрузиям на том основании, что Кайрактинская интрузия в Мугоджарах перекрывается покровом эффузивов верхнего девона, в котором содержатся обломки ассимилированных гранитов. По ее данным, в базальных конгломератах известняков нижнекаменноугольного возраста вблизи Теренсайской интрузии найдена галька гранитов этой же интрузии. Крыклинская интрузия перекрывается породами нижнекаменноугольного возраста, в основании которых имеется аркозный конгломерат из обломков гранитоидов этой интрузии. А на северо-востоке Крыклинская интрузия прорвана гранитами верхнепалеозойского возраста. Таким образом, фактический материал указывает на среднедевонский возраст гранитов кайрактинского комплекса.

Джанганинский интрузивный комплекс. К джанганинскому комплексу отнесены следующие интрузии: Шильдинская, Тасыбайская, ряд массивов, расположенных в бассейнах рек Сасыка и Кокпекты, и небольшой массив габбро, располагающийся к северо-востоку от прииска Кумак. Размер интрузивных тел колеблется в пределах от 20 до 100 км². Интрузии джанганинского комплекса относятся к типу сложных многофазных межформационных тел, сформировавшихся в результате процессов дифференциации базальтоидной магмы. В сложении массивов принимают участие габбро, кварцевые габбро, габбро-диориты, диориты, плагиограниты, составляющие непрерывный ряд пород, связанных постепенными переходами. В контакте с вмещающими породами они вызывают ороговикование основных эффузивов, но зона роговиков имеет сравнительно небольшую мощность. Наиболее распространенными породами джанганинского комплекса являются габбро и габбро-диориты. Габбро зеленого или темно-зеленого цвета, массивные, мелко- и среднекристаллические. Минеральный состав габбро довольно однообразен. Он представлен плагиоклазами, обыкновенной роговой обманкой, эпидотом и хлоритом. Вторичные минералы: серицит, эпидот, хлорит (реже биотит), гидроокислы железа. Из аксессуарных минералов почти постоянно присутствуют апатит, сфен и магнетит. По замерам на столике Федорова в плагиоклазе содержится 45—75% анортитовой молекулы. В габбро-диоритах наряду с плагиоклазами и роговой обманкой содержатся биотит и кварц.

Жильные породы, генетически связанные с этим комплексом, представлены аплитами, микродиоритами и спессартитами.

Возраст интрузий джанганинского комплекса скорее всего нижнедевонский. Они прорывают вулканогенные отложения ирендыкской свиты, а продукты их размыва, по данным Г. И. Водорезова и К. И. Дворцовой (Ксенофонов и др., 1961), встречаются в конгломератах живетского и франского ярусов в Притоболье и Мугоджарах. Гальки габбро-диоритов, сходные с породами джанганинского комплекса, най-

дены в конгломератах верхнедевонского возраста в Сары-Обинской грабен-синклинали (Краснова, Рихтер, 1961).

Породы, принимающие участие в геологическом строении Восточно-Уральского антиклинория, испытали глубокий и неоднократный метаморфизм. Все разнообразие метаморфических изменений обусловлено проявлением регионального, контактового, дислокационного, гидротермального метаморфизма и автометаморфизма. Устанавливается несколько периодов метаморфизма, различных по возрасту и связанных с несколькими этапами тектонической и магматической деятельности.

Для описываемого района в целом характерны явления наложенного метаморфизма, что приводит к образованию полиметаморфических комплексов и создает трудности в определении состава и возраста исходных пород. Каждому тектоно-магматическому этапу свойственны проявления всех названных выше типов метаморфизма, но в характере их имеется ряд специфических особенностей, присущих только данному этапу.

Региональный метаморфизм. Наиболее существенное влияние на характер изменения пород оказали процессы регионального метаморфизма, интенсивность которых находится в зависимости от возраста пород.

Ниже рассматривается региональный метаморфизм позднедокембрийских, нижнепалеозойских и средне-верхнепалеозойских пород.

Метаморфизм позднедокембрийских — нижнепалеозойских пород.

Среди позднедокембрийских пород преимущественным развитием пользуются слюдяные, амфиболовые, силлиманитовые и гранатовые гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и кварциты. Наиболее распространенными минералами этих пород являются биотит, кварц, плагиоклазы, гранаты, оллиманит. Реже встречаются микроклин, ставролит, кордиерит. Петрографическое изучение этих пород позволяет установить, что зачастую в них присутствуют минеральные ассоциации, характеризующие различные метаморфические фации. Это свидетельствует о многократной метаморфической переработке позднедокембрийских образований. В составе и структуре их отражено, как минимум, три этапа регионального метаморфизма: 1) метаморфизм амфиболитовой фации; 2) метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации; 3) метаморфизм фации зеленых сланцев.

Первый этап — метаморфизм амфиболитовой фации. Структурно-реакционное соотношение главных породообразующих минералов показывает, что наиболее ранние парагенезисы, установленные в этих породах (роговая обманка + средний плагиоклаз), характеризуют различные ступени амфиболитовой фации метаморфизма.

Сравнительно простой минералогический состав пород, однородный характер метаморфизма, прослеживающийся на больших площадях, отсутствие метаморфической зональности, равномернозернистые идиобластовые структуры позволяют считать, что преобразование пород в первом этапе связано с длительным проявлением регионального метаморфизма в условиях высоких температур и давлений, и указывают на завершение минеральных преобразований.

В конце данного этапа метаморфизма отмечается интенсивная мигматизация. Минералогический состав мигматитов характеризуется сосуществованием первоначальных минеральных компонентов гнейсов и развивающихся по ним новообразованных минералов. Явления мигматизации накладывается на уже сформированные гнейсы, так как гнейсы, не подвергшиеся мигматизации, представляют собой полностью перекристаллизованные породы без заметного участия магматических ингрдиентов.

Второй этап — метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. В это время физико-химическая обстановка изменилась по сравнению с существовавшей в первом этапе. Поэтому описанные выше породы подверглись значительному изменению. В амфиболовых гнейсах и амфиболитах происходит замещение буро-зеленой роговой обманки сине-зеленой разновидностью или буро-зеленым биотитом в сростках с эпидотом и кварцем, или, что реже, роговая обманка замещается актинолитом. Плаггиоклазы ряда олигоклаз-андезина раскисляются до альбит-олигоклаза с одновременным выделением минералов группы эпидота. В то же время в гнейсах, содержащих гранаты и силлиманит, наблюдаются мусковитизация силлиманита и биотитизация гранатов, а высокоглиноземистые породы преобразуются в кварцево-мусковитовые сланцы.

Характерные для первого этапа минеральные ассоциации сохраняются здесь лишь как устойчивые реликты среди других ассоциаций, являющихся типоморфными для фации эпидотовых амфиболитов.

В заключение этого этапа метаморфизма отмечается инъекционно-метасоматическая переработка пород, вызванная воздействием гранитоидных интрузий.

Третий этап — метаморфизм фации зеленых сланцев. Породы, испытавшие двойной метаморфизм, позже частично или полностью были изменены в иных физико-химических условиях и превращены в кварцево-сланцевые, кварцево-серицито-альбитовые и актинолитовые сланцы и слюдястые кварциты. В них зачастую в качестве реликтов сохраняются минеральные ассоциации, характеризующие ранние проявления метаморфизма. Критическими минеральными ассоциациями для данного этапа являются кварц — хлорит — серицит (мусковит), актинолит — хлорит — альбит и другие, характеризующие фацию зеленых сланцев по Эскола (Тернер, 1951).

В конце данного этапа образуются ореолы инъекционных гнейсов вокруг гранитных интрузий. Инъекция гранитного материала сопровождалась интенсивным метасоматозом вмещающих пород.

Важно отметить, что там, где наблюдаются в одном образце реликты минералов, принадлежащих различным фациям метаморфизма, четко прослеживается наложение низкотемпературных минеральных ассоциаций на более высокотемпературные и что изменение пород в условиях фации зеленых сланцев по времени было наиболее поздним.

Превращение высокотемпературных минеральных ассоциаций в хлорит и серицит, специфические текстурные и структурные признаки пород и неоднородность их метаморфизма являются типичными показателями регрессивного характера метаморфических превращений.

Каждый из последующих этапов метаморфизма отделен от предыдущего значительным интервалом времени и дифференцированными тектоническими движениями.

Время проявления наиболее раннего, достоверно установленного этапа метаморфизма определяется на том основании, что завершающая этот этап мигматизация связана с внедрением гранитов, абсолютный возраст которых определен (Гаррис, 1957) в 450—470 млн. лет, что по существующей шкале отвечает верхам кембрия — низам ордовика. Как отмечалось выше, инъекция этих гранитов происходила в уже метаморфизованные до степени гнейсов породы. Следовательно, начало метаморфизма могло иметь место не позже кембрия, а сами породы сформировались в докембрийское время.

Следующий этап метаморфизма занимает почти весь средний палеозой, а завершающие его инъекционно-метасоматические процессы проис-

ходили в нижнем девоне (абсолютный возраст их, определенный калий-аргоновым методом, исчисляется в 360—380 млн. лет).

Что же касается третьего этапа метаморфизма, то можно сказать, что начало его фиксируется в среднем девоне, а завершение связано с внедрением верхнепалеозойских гранитов.

Таким образом, докембрийские породы претерпели тройной метаморфизм, разобщенный во времени: региональный высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации, более низкотемпературный метаморфизм альбит-эпидот-амфиболитовой фации и метаморфизм фации зеленых сланцев. Следовательно, метаморфизм позднекембрийских образований исследованного района можно назвать регрессивным полиметаморфизмом.

Метаморфизм нижнепалеозойских пород. Образования нижнепалеозойского возраста встречены вдоль восточной границы изученной территории от р. Бузбии на севере до оз. Шалкар-Ега-Кара на юге, в бассейнах рек Суундука, Джарлы, Уруса, Кискена, Ушкаты. Они представлены слюдяными и зелеными сланцами, филлитами, кварцитами, кварцито-песчаниками, кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами.

Метаморфической переработке подверглись эффузивы основного и среднего ряда, интрузивные породы диорит-габброидного ряда и осадочные образования.

Петрографическое изучение пород указывает на неоднородный характер их метаморфизма. Имеющийся материал позволяет установить два этапа метаморфизма, разобщенных во времени.

Первый этап — региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Все породы нижнепалеозойского комплекса испытали сильное и, по-видимому, неоднократное рассланцевание, сопровождающееся изменением минералогического состава. Так, в вулканогенных породах можно наблюдать явления зеленокаменного изменения, а пелитовые и псаммитовые породы превратились в кварцево-хлоритовые сланцы, где еще сохраняется реликтовая кластическая структура (в песчаниках), но цемент полностью перекристаллизован.

Второй этап — региональный метаморфизм фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов. Основные метаморфические изменения, которые определили облик описываемых пород, вызваны вторым этапом. В это время физико-химическая обстановка в связи с увеличением температуры и давления была резко отличной от той, которая сложилась в первом этапе. На востоке рассматриваемой территории этот этап метаморфизма вызвал образование филлитов, кварцитов и узловатых сланцев, характерных для биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

В бассейнах рек Джарлы, Уруса и Кискана, с этим этапом метаморфизма связано образование гнейсов и мигматитов, минеральные ассоциации которых позволяют рассматривать их как образования эпидот-амфиболитовой фации (альбит — эпидот — роговая обманка).

Первый этап метаморфизма пород, развитых в бассейнах рек Урус, Кискен, Джарлы, происходили в додевонское время. Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом филлитов показывает, что первый этап метаморфизма заключен в интервале 450—380 млн. лет. Второй этап метаморфизма мог проявиться в интервале девон — карбон. По данным абсолютного возраста, начало метаморфизма соответствует по времени верхам нижнего девона или низам среднего девона и характеризуется цифрой 360—340 млн. лет (Овчинников, 1961; Гаррис, 1961). В конце второго этапа образуются инъекционные гнейсы, возраст которых 270—260 млн. лет.

Метаморфизм средне-верхнепалеозойских пород. К ним принадлежат вулканогенные породы девонского возраста и нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные отложения, развитые в Сары-Обинской и Аниховской грабен-синклинальных зонах.

Упомянутые породы метаморфизованы в условиях, соответствующих фации зеленых сланцев. Как правило, отмечается прямая зависимость степени метаморфизма от возраста пород: чем древнее породы, тем интенсивнее они изменены. Девонские эффузивы в большинстве случаев превращены в различные зеленые сланцы и порфиритоиды, в то время как в нижнекаменноугольных эффузивах зачастую отмечаются лишь начальная стадия зеленокаменного изменения и местами слабое рассланцевание.

Метаморфические изменения девонских эффузивов выразились в повсеместной альбитизации плагиоклазов, широко развитых процессах хлоритизации, амфиболитизации и реже биотитизации темноцветных минералов. В ряде мест можно видеть, что метаморфизм проявился в две фазы: первая отвечает низкотемпературной субфации зеленых сланцев, а вторая характеризует высокотемпературную субфацию фации зеленых сланцев.

В нижнекаменноугольных эффузивах отмечается частичное раскисание основных и средних плагиоклазов, замещение пироксенов уралитом, сопровождающееся выделением железистого эпидота, пренита, кальцита и цеолитов. Весь комплекс минералов показателен для низкотемпературных ступеней фаций зеленых сланцев.

Терригенно-осадочные породы нижнекаменноугольного возраста, первоначально представленные кварцевыми, аркозовыми, полимиктовыми туфогенными песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, были превращены в кварцево-сланцевые и кварцево-серицитографитовые сланцы, метаморфизованные и рассланцованные песчаники и мраморы. Все эти признаки безоговорочно позволяют относить данные породы к мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Этот этап регионального метаморфизма происходил в две и даже, возможно, в три фазы, так как девонские образования метаморфизованы интенсивнее, и некоторыми авторами в них отмечается рассланцевание в двух или трех различных направлениях. Ранняя фаза фиксируется определением абсолютного возраста в 360—340 млн. лет, что соответствует среднему девону, а более поздняя предшествовала внедрению верхнепалеозойских гранитов и, видимо, имела место на границе нижнего и среднего карбона. В заключение этого этапа метаморфизма происходило образование инъекционных гнейсов, возраст которых датируется многими определениями в 260—270 млн. лет (верхний карбон).

Резюмируя изложенное, можно сказать, что проявления регионального метаморфизма происходили в два этапа: первый этап — поздний докембрий — нижний палеозой (верхний предел 460—480 млн. лет); второй этап — средний девон — карбон (360—260 млн. лет).

Для каждого из этапов метаморфизма характерна определенная физико-химическая обстановка, отражающая особенности осадконакопления, тектонических движений и магматической деятельности соответствующего тектоно-магматического этапа.

Контактный метаморфизм. Многочисленные интрузии, развитые в Восточно-Уральском антиклинории, оказывают активное контактное воздействие на вмещающие породы. ореол контактовых изменений вблизи интрузий выражен весьма отчетливо, но по-разному, что зависит в основном от состава и возраста и самих интрузий и вмещающих пород.

Процессы контактового метаморфизма по характеру своего воздействия на вмещающие породы можно разделить на: 1) контактовый метаморфизм и 2) инъекционный метаморфизм.

Контактовый метаморфизм выражается в образовании роговиков, скарнов и зон контактово-прогрессивного метаморфизма.

Роговики, как правило, возникают вблизи большинства интрузивных тел и девонского и постнижекаменноугольного возраста. Существенное различие формирования роговиковых контактов вблизи разновозрастных интрузий заключается в характере сопровождающих их явлений метасоматоза. Например, ороговикоание пород, происходящее под воздействием гранитоидов адамовского комплекса, сопровождается привнесом калия и алюминия, в то время как роговики более древнего возраста имеют иные отличительные особенности. Зачастую ороговикоание накладывается на регионально-метаморфизованные породы. Так, амфиболиты и амфиболовые сланцы позднедокембрийского возраста преобразованы в контакте с Суундукской гранитной интрузией в кордирит-антифиллитовые роговики с гранобластовой или сноповидной структурой, а в других местах видно ороговикоание гнейсов позднего докембрия, в которых полосчатость сменяется типичной роговиковой структурой. Вулканогенные породы превращаются в альбит-эпидот-плагиоклазовые и реже пироксен-плагиоклазовые роговики. При удалении от контакта степень изменения вулканогенных пород затухает, наблюдается уралитизация темноцветных минералов, новообразование биотита, хлорита и эпидота. Песчано-глинистые отложения превращаются в филлиты или в различные кварцево-сланцевые и кварцево-полевошпатовые сланцы, в которых еще сохраняется реликтовая осадочная структура, а цемент полностью превращается в серицит, хлорит или биотит. В ряде мест, где к осадочному материалу примешивается углистое вещество, образуются роговики с хиастолитом (р. Кумак). Ороговикоание зачастую сопровождается вторичным окварцеванием и изменением минералогического состава в зависимости от привнесенного материала.

Скарновые контакты встречаются изредка вблизи гранитоидных интрузий девонского и постаменноугольного возраста.

Так, скарны установлены в юго-восточном и северном контактах Эркибайской гранитной интрузии. Зона скарнирования имеет незначительную мощность (от 2 до 10 м) и затрагивает вмещающие породы и эндоконтакты гранитного массива. По составу скарны эпидот-гранатовые, с незначительным содержанием пироксена (почти нацело разложившегося). В них нигде не отмечено полезной рудной минерализации.

Скарны обнаружены в контакте гранитоидов адамовского комплекса с известняками визе-намюрского возраста. В настоящее время эти скарны известны в двух местах: на юго-востоке Адамовской интрузии (р. Джарлы) и к северо-востоку от пос. Кваркено (в контакте известняков с Суундукской интрузией). В скарнах у Адамовской интрузии, помимо карбонатов, развиваются эпидот, скаполит, амфиболы (тремолит) и гранаты, а в скарнах на р. Суундуке широко развиты эпидот, пироксен и гранаты. По составу гранаты из скарнов существенно гроссуляр-андрадитовые с низким содержанием спессартина. Минеральные ассоциации скарнов указывают на средне- и низкотемпературные условия их образования. В них также не обнаружено рудной минерализации, если не считать очень редких зерен пирита и магнетита.

Однако надо отметить, что контактовое воздействие гранитоидов на известняки, как правило, выражается в полной перекристаллизации и превращении их в мраморы. Этот процесс часто сопровождается вторичным окварцеванием.

В контакте гранитов адамовского комплекса с породами осадочного происхождения возникают зоны прогрессивного контактового метаморфизма. Мощность зон достигает 2—3 км. Такие зоны четко прослеживаются по рекам Джусу и Байтуку. С приближением к контакту с гранитами в песчаниках и сланцах четко выделяются зоны: хлорита, биотита, гранат-ставролитовая и зона фельдшпатизации.

В первой зоне появляются порфиробластовые выделения хлорита, имеющие скопления в определенных местах, что соответствует зоне пятнистых сланцев по П. Эсколя (Тернер, 1951).

Затем совместно с хлоритом начинает проявляться биотит. В шлифах видно, что биотит развивается по хлориту, что возможно только при значительном привносе калия. Наконец, хлорит почти полностью замещается биотитом. Появление биотита служит критерием для выделения биотитовой зоны. В этой зоне отмечается заметная эпидотизация биотита, замещение обломков полевых шпатов серицитом.

В следующей зоне наряду с биотитом появляются гранат и ставролит с очень характерными двойниковыми сростками. Затем биотит полностью исчезает, а содержание граната и ставролита резко возрастает.

Ближе к гранитам замечается разрастание полевых шпатов (зона фельдшпатизации) и полная перекристаллизация пород. Гранаты в этой зоне представлены альмандин-спессартиновой разновидностью с небольшим содержанием пироповой молекулы.

Химические анализы пород указывают на то, что контактовый метаморфизм сопровождался интенсивным метасоматозом. Характер привноса вещества во вмещающие породы зависит от состава самих интрузий.

Инъекционный метаморфизм вызывает глубокие изменения инъецируемых толщ и связан с разновозрастными гранитоидными интрузиями.

Зоны инъекционной переработки, возникшие под воздействием интрузий позднедокембрийского и нижнепалеозойского возраста, оказались затушеванными более поздними метаморфическими процессами. Тем не менее выяснено, что в конце первого этапа метаморфизма (в нижнем палеозое) отмечается интенсивная мигматизация пород. Минералогический состав мигматитов характеризуется широким развитием новообразованных минералов, главным образом нерешетчатого калиевого полевого шпата (ортоклаза) и мусковита. Инъекционная переработка пород сопровождалась интенсивным метасоматическим привносом калия и, возможно, алюминия и кремнезема. В результате происходит разрастание очковых порфиробласт калиевого шпата.

Зоны инъекционной переработки в контакте с девонскими гранитоидами имеют сравнительно небольшую мощность. Лучше всего такие зоны наблюдаются в контакте гранитоидов с вулканогенными образованиями. В этом случае происходит образование инъекционных гнейсов, где гранитные прожилки чередуются с прослоями сравнительно слабоизмененного субстрата. В бассейне рек Джарлы, Уруса, Кискена имеется широкое поле мигматитов. Мигматиты возникли под воздействием инъекции плаггиогранитного материала. Ориентировка прожилков гранитного состава согласная с направлением плоскостей сланцеватости вмещающих пород. Здесь известны все разновидности морфологических типов мигматитов. Местами мигматизация сопровождается селективным плавлением. Метасоматоз, сопутствующий инъекции, выражается чаще всего в привносе натрия и кремнезема, раскислении плагиоклазов и выделениях эпидота, фиксирующего избытки кальция.

Наиболее характерны инъекционные зоны для крупных гранитных массивов посленижнекаменноугольного возраста. Мощность зон дости-

гает 2—3 км. Метасоматоз, сопровождающий иньекции, имеет ярко выраженный щелочно-кремниевый состав. Наиболее характерен привнос калия, вызывающий разрастание порфиروبласт решетчатого микроклина. Обычно ориентировка скоплений порфиروبласт совпадает с полосчатыми текстурами вмещающих пород, но сами порфиروبласты нередко располагаются под любыми углами к сланцеватости. Интенсивность метасоматоза в немалой степени зависит от состава и степени рассланцевания пород. Существенные изменения при этом испытывают и сами граниты. В них появляется роговая обманка, уменьшается содержание микроклина, появляется шахматный альбит, происходят процессы эпидотизации. Зачастую инъекционно-метасоматическая переработка накладывается на ранее метаморфизованные породы в региональном масштабе, что создает большие трудности при восстановлении последовательности метаморфических преобразований.

Гидротермальный метаморфизм. Этот тип метаморфизма развивается вблизи различных жил, рудных тел или крупных тектонических нарушений. Он выражается в привносе щелочей, кремнекислоты, металлов, углекислоты и воды в боковые породы с образованием зон хлоритизации, оталькования, березитизации, окварцевания, серицитизации, серпентинизации, эпидотизации, альбитизации. Мощность таких зон, как правило, невелика.

Состав пород под влиянием гидротермального метаморфизма сильно меняется, но минеральные ассоциации указывают на незначительные изменения температуры и давления по сравнению с обстановкой формирования окружающих их регионально-метаморфизованных пород. Так, например, породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев при наложенном гидротермальном метаморфизме, превращаются в различные кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые и другие сланцы, которые также принадлежат фации зеленых сланцев.

Дислокационный метаморфизм. Этот метаморфизм имел место на каждом этапе тектонической деятельности. Зачастую он сопровождался изменением температуры и привносом продуктов магматической деятельности во вмещающие породы. В результате породы приобрели иной минералогический состав: в них осуществляется структурная и текстурная перестройка, значительное развитие приобретает слюдистые минералы, хлорит, карбонаты, эпидот и др. В пелитовых осадках происходит разрастание порфиروبласт хлоритоида и иногда дистена и скаполита, а вместо серицита и хлорита развивается биотит, что свидетельствует об изменении физико-химической обстановки в сторону возрастания давления и температуры. Изучение пород показало, что процессы метаморфизма (особенно регрессивного) часто начинаются со структурной перестройки породы и сопровождаются перекристаллизацией. Хрупкие минералы (кварц, гранаты) сначала разбиваются грубыми трещинами, которые заполняются кристаллизующимися в этот момент минералами. В это же время происходит рост хлорита и серицита. Поэтому часто виден переход структуры от гранобластовой к бластокатакластической и бластомилонитовой. Широким развитием пользуются катаклазиты, милониты и брекчии трения, сопровождающие зоны дробления и смятия вблизи тектонических нарушений. Причем процессы катаклаза, милонитизации и рассланцевания затрагивают не только осадочные и метаморфические породы, но и массивные изверженные породы. Эти явления благоприятствуют развитию процессов диафтореза ввиду того, что они являются легко проницаемыми для воды и летучих компонентов.

Изучение процессов метаморфизма позволяет установить, что каждый из этапов геологического развития региона накладывается отпе-

чаток на образования предшествующих этапов. Несмотря на региональный характер прогрессивного и регрессивного метаморфизма и на их взаимообусловленность, между ними наблюдаются существенные различия. Для прогрессивного метаморфизма в целом характерна законченность минеральных преобразований (исключая низкотемпературный метаморфизм, где еще сохраняются реликтовые минералы, структуры и текстуры исходных пород), складчатость обычно совпадает с полосчатостью. Минеральные преобразования в них зависят в основном от исходного состава пород, температуры и давления.

Регрессивный метаморфизм характеризуется незаконченностью минеральных преобразований, сохранением участков пород, не затронутых диафторезом. Здесь метаморфические процессы зависят не только от первичного состава пород, температуры и давления, но и от привноса летучих компонентов, поскольку наблюдается тенденция к образованию гидроксилсодержащих минералов.

ГРАНИТОИДЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Гранитоиды позднепалеозойского возраста занимают ведущее положение среди интрузивных образований восточного склона Южного Урала.

Среди верхнепалеозойских гранитоидов восточного склона Южного Урала можно выделить ряд разновозрастных интрузивных комплексов: комплекс существенно плагиоклазовых гранитоидов (так называемый пластовский), комплексы гранитоидов непостоянного состава (магнитогорский, соколовско-сарбайский, степнинско-неплюевский), комплекс нормальных плагиоклаз-микроклиновых гранитов (джабыкско-санарский или адамовский), кумакский комплекс кварцевых порфиров и диоритовых порфиритов. Сюда же примыкает бореуксайский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов. Наряду с породами этих интрузивных комплексов довольно широким распространением пользуются гранито-гнейсы, принимавшиеся ранее за фациальную разновидность нормальных гранитов, но во многих случаях имеющие, по-видимому, метасоматическое происхождение.

Распространение гранитоидов пластовского комплекса в южной части восточного склона Южного Урала весьма ограниченное. Довольно определенно к этому комплексу может быть отнесен лишь небольшой Айдырлинский массив, сложенный плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами. В южной части этого массива отмечаются породы типа габбро, согласно Д. Г. Ульянову и Ф. М. Усенкову, постепенно переходящие в диориты. Жильные породы представлены здесь мелкозернистыми разновидностями плагиоклазовых гранитоидов. О возрастном положении гранитоидов пластового комплекса приходится судить по наблюдениям в северных районах Южного Урала (Кочкарском, Челябинском), где они как будто прорывают визейские известняки, а сами прорываются плагиоклаз-микроклиновыми гранитами джабыкско-санарского комплекса. Результаты определения абсолютного возраста пород этого комплекса (290—340 млн. лет) подтверждают их наиболее древнее положение среди герцинских гранитоидов Восточно-Уральского антиклинория (Комлев и др., 1962).

Массивы плагиоклазовых гранитоидов приурочены, как правило, к зоне глубинного разлома, проходящего по границе Восточно-Уральского антиклинория и Алапаевско-Брединского синклинория. Форма массивов в настоящее время изучена недостаточно детально, но можно предполагать, что они представляют собой интрузии трещинного типа.

Вмещающие породы в контакте с гранитоидами пластовского комплекса изменены довольно слабо. Так, например, основные эффузивы подвергаются некоторой амфиболизации, эпидотизации и биотитизации. Известняки вблизи массивов этих пород мраморизуются. Иногда в них появляется небольшое количество силикатных минералов.

Все разновидности гранитоидов этого комплекса характеризуются резким преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом (обычно микроклином) и соответственно этому высоким значением параметра «*n*» петрохимической характеристики. Темноцветные минералы в наиболее кислых разновидностях этих пород представлены биотитом, к которому в гранодиоритах и кварцевых диоритах добавляется обыкновенная роговая обманка. Повышение основности пород наблюдается обычно в участках, содержащих ксенолиты меланократовых вмещающих пород типа порфиритов, амфиболитов и др.

Первичная структура гранитоидов пластовского комплекса обычно гипидиоморфная, но нередко она затушевана в результате проявления процессов позднейшей перекристаллизации. Вторичные изменения минералов, проявленные здесь обычно довольно интенсивно, выражаются в серицитизации, эпидотизации и карбонатизации плагиоклаза, хлоритизации амфибола и биотита, перекристаллизации кварца. Наиболее устойчивым по отношению к процессам изменения оказывается микроклин, обычно лишь слабо пелитизированный.

Гранитоиды непостоянного состава, относимые к степнинско-неплюевскому комплексу, образуют обычно самостоятельные сравнительно небольшие массивы, расположенные на флангах более крупных массивов плагиоклаз-микроклиновых гранитов джабыкско-санарского комплекса, а иногда совмещенные с ними в пределах одного массива (Суундукский массив). Структурное положение и форма массивов этих гранитоидов довольно разнообразны, но в большинстве случаев отмечается приуроченность их к зонам разломов в пределах Восточно-Уральского антиклинория.

Возрастное положение гранитоидов рассматриваемого типа не вполне определено. В северной части Суундукского массива наблюдается прорывание ими песчано-сланцевой толщи, относимой, по последним данным, к нижнему карбону. С другой стороны, структурные соотношения их с гранитами джабыкско-санарского комплекса, наблюдаемые в этом же массиве, указывают на их более древний возраст по отношению к последним. Результаты определений абсолютного возраста, выполненных в лаборатории Л. В. Комлева, не противоречат такому представлению, давая цифры порядка 270—300 млн. лет. Среди гранитоидов рассматриваемого комплекса выделяются производные двух интрузивных фаз. К более ранней фазе относятся в целом довольно меланократовые гранитоиды, варьирующие по составу от нормальных биотитовых гранитов до гранодиоритов и даже до кварцевых диоритов. Переходы между этими разновидностями постепенные, повышение основности связано нередко с увеличением количества ксенолитов. Количественные соотношения полевых шпатов в этих породах непостоянные, однако микроклин присутствует во всех разновидностях, а в наиболее лейкократовых из них его содержание приближается к содержанию плагиоклаза. Для пород этой фазы довольно характерны процессы катаклаза, перекристаллизации первичных минералов, замещения их вторичными минералами.

Породы второй фазы, представленные преимущественно нормальными и лейкократовыми гранитами, образуют сравнительно небольшие штоки и крупные дайки, в некоторых случаях приближающиеся по форме к кольцевым интрузиям. Эти тела приурочены обычно к крае-

вым зонам массивов, но встречаются и во внутренних частях последних. Плагноклаз и микроклин присутствуют в этих гранитах примерно в одинаковых количествах, а иногда наблюдается даже преобладание микроклина. Гранитоиды второй фазы не вполне постоянны по содержанию щелочей. Повышение их количества приводит к появлению пород типа граносиенитов и даже сиенитов. В других случаях, напротив, граниты оказываются обеднены щелочами по сравнению с нормативными представителями щелочноземельного ряда.

Жильные породы степнинско-неплюевского комплекса представлены мелкозернистыми гранитами, граносиенитами, аплитами, гранит-порфирами, иногда кварцевыми порфирами. Чрезвычайно редко встречаются здесь пегматиты, имеющие обычно недоразвитый характер. Спецификой ассоциаций аксессуарных минералов в гранитоидах является обычно довольно высокое содержание небольшого числа минералов, главными из которых являются магнетит, сфен, апатит и циркон. Эта ассоциация характерна не только для пород первой фазы, где интенсивно проявлены процессы гибридности, но и для лейкократовых гранитов второй фазы.

Контактные изменения вмещающих пород в связи с гранитоидами степнинско-неплюевского комплекса проявлены довольно неравномерно. По характеру они сходны с изменениями, наблюдаемыми в контактах интрузий магнитогорского комплекса. Наиболее типичными среди них являются скарнирование и ороговикование, однако в некоторых случаях отмечаются признаки гранитизации вмещающих толщ. Ширина контактных ореолов варьирует, достигая иногда 1 км.

В металлогеническом отношении эти гранитоиды в пределах рассматриваемого района охарактеризованы слабо. С ними ассоциируются кварцевые жилы, в некоторых случаях хрусталеносные, а иногда несущие признаки золотого и шеелитового оруденения. В северных районах (Степнинский, Ключевский массивы) к гранитоидам бывают приурочены небольшие контактно-метасоматические месторождения железа.

Массивы гранитоидов магнитогорского и соколовско-сарбайского комплексов в отличие от большинства других средне-верхнепалеозойских комплексов локализируются преимущественно в пределах прогибов, чем и объясняются некоторые из присущих им особенностей. Это сравнительно небольшие тела типа трещинных интрузий, внедрившихся по зонам разломов или вдоль межформационных плоскостей. Вмещающими породами для них являются преимущественно нижнекаменноугольные эффузивы, с которыми они, по-видимому, комагматичны (Струве, 1959). Возраст гранитоидов этих комплексов определяется как посленижнекаменноугольный по прорыванию ими эффузивно-осадочных отложений висте — намюра. Верхняя возрастная граница их точно устанавливается. Результаты определений абсолютного возраста приводят к цифрам 250—295 млн. лет при среднем значении около 275 млн. лет (Ленных, 1961).

Состав пород магнитогорского комплекса сильно варьирует как от массива к массиву, так и в пределах отдельных массивов. Это связано с наложением нескольких фаз магматической деятельности, а также с интенсивным проявлением процессов гибридности. Наиболее распространенными среди этих пород являются средне- и мелкозернистые пертитовые граниты, сопровождаемые в различных массивах гранодиоритами, диоритами, граносиенитами, сиенито-диоритами, сиенитами, субщелочными гранитами и т. д. Ряд структурных признаков этих гранитоидов и особенностей их состава свидетельствует о кристаллизации их в гипабиссальных условиях.

Контактные изменения в гранитоидах рассматриваемых комплексов проявлены местами довольно интенсивно. Основные эффузивы и

карбонатные породы подвержены скарнированию, сланцевые толщи и кислые эффузивы ороговикованы. Ширина зон контактового метаморфизма достигает иногда 1,5 км.

Сходство геологического положения, возраста и определенная близость вещественного состава пород магнитогорского и соколовско-сарбайского комплексов допускают возможность их параллелизации.

Произведенное выше рассмотрение особенностей гранитоидов степнинско-неплюевского и магнитогорского комплексов показывают значительное сходство между ними как по вещественному составу, так и по возрасту. Имеющиеся различия вполне могут быть объяснены локализацией массивов каждого из этих комплексов в разных структурно-фациальных зонах.

Массивы нормальных плагиоклаз-микроклиновых (или, как их условно называют, микроклиновых) гранитов джабыкско-санарского (адамовского) комплекса приурочены преимущественно к брахиантиклинальным поднятиям, выделяемым в пределах Восточно-Уральского антиклинория. Они представляют собой в большинстве случаев куполообразные тела «диапирического» типа, контакты которых в целом согласны со структурами вмещающих толщ. Однако в некоторых случаях массивы этих гранитов резко несогласно прорывают вмещающие породы, будучи приуроченными к зонам разломов (Кацбахский и Каменно-Санарский массивы, восточная часть Челябинского массива).

Данные о возрастном положении гранитов джабыкско-санарского комплекса не вполне определены. Нижняя граница фиксируется по устанавливаемому иногда прорыванию ими визейских отложений, а также гранитоидов пластового и степнинско-неплюевского комплексов. Верхняя граница не может быть установлена из-за отсутствия более молодых, чем нижний карбон, отложений в областях проявления этих гранитов. Результаты определения абсолютного возраста свидетельствуют о длительности периода формирования гранитов. Анализ цифр, полученных на сопоставимом материале (слюды и монацит), характеризуются значениями от 240 до 270—280 млн. лет (Гаррис, 1961; Комлев и др., 1962).

Вопрос о характере контактового метаморфизма в связи с гранитами джабыкско-санарского комплекса не вполне ясен. Массивы этих пород во многих случаях окружены ореолами гранитизированных и мигматизированных гнейсов (гранито-гнейсов), которые могут рассматриваться в качестве контактово-метаморфических образований. Однако имеются некоторые данные, указывающие на возможность образования этих гранито-гнейсов в связи с процессами регионального метаморфизма. К явлениям, более определенно связанным с воздействием гранитов, относятся наблюдаемые в ряде случаев ослюденение, грейзенизация, амфиболитизация, окварцевание вмещающих пород и некоторые другие изменения их.

Для гранитов джабыкско-санарского комплекса характерен более выдержанный по сравнению с предыдущими комплексами состав. Наблюдаемые здесь вариации лежат в пределах от нормальных биотитовых гранитов (мезократовых и очень редко меланократовых) до лейкократовых (обычно двуслюдяных или мусковитовых) и реже до аляскитовых гранитов. Микроклин и плагиоклаз содержатся в этих гранитах примерно поровну, хотя иногда и отмечается некоторое преобладание одного из них.

Первичные минералы гранитов рассматриваемого комплекса почти не затронуты вторичными изменениями, чем они заметно отличаются от гранитоидов более древних комплексов. К отличительным чертам этих гранитов относится также обилие среди пород жильной фации пег-

матитов, совершенно не характерных для гранитоидов ранее рассмотренных групп. Кроме пегматитов, здесь широко развиты мелкозернистые граниты, аляскиты, аплиты, реже встречаются гранит-порфиры. В некоторых массивах более северных районов среди гранитов джабыкско-санарского комплекса иногда возможно выделить породы двух фаз — главной (рассмотренные выше) и дополнительной. К последней относятся преимущественно лейкократовые, до аляскитовых, розовые граниты, характеризующиеся, в частности, довольно широким проявлением наложенных пневмато-гидротермальных процессов, приводящих к образованию грейзенизированных, флюоритизированных и альбитизированных разновидностей этих пород. В рассматриваемом районе граниты второй фазы как будто не выделяются.

Граниты джабыкско-санарского типа обладают специфической ассоциацией аксессуарных минералов, которая отличает их от гранитоидов других комплексов. Постоянными членами этой ассоциации являются магнетит, ильменит, монацит, апатит, циркон, часто встречаются ксенотим, гранат, реже рутил, пирит, тантало-ниобаты.

Кумакский комплекс, выделяемый в последнее время Т. В. Билибиной (1960), включает дайковые образования, представленные кварцевыми порфирами, альбитофирами, а также роговообманковыми диоритами и диоритовыми порфиритами. Крупные дайки и штоки этих пород, приуроченные обычно к зонам тектонических нарушений, согласно Т. В. Билибиной (1959, 1960), в ряде случаев пересекают расщепленные граниты джабыкско-санарского (адамовского) комплекса. На этом основании их относят иногда к образованиям поздних этапов развития геосинклинали. Подтверждением этой точки зрения являются данные определения абсолютного возраста, варьирующего, по первоначальным данным, в пределах 210—215 млн. лет (Ксенофонов, 1960). Однако в последнее время в литературе появились сведения, согласно которым возраст рассматриваемых пород равен 240 и даже до 260 млн. лет, что приближает их к гранитам джабыкско-санарского комплекса (Гаррис, 1961; Лозовая и Лозовой, 1961).

Состав кварцевых порфиров характеризуется присутствием во вкрапленниках и в основной массе кварца, альбит-олигоклаза, ортоклаза и биотита, обычно мусковитизированного. Количество вкрапленников составляет 15—35% объема породы. Структура основной массы фельзитовая, сферолитовая, иногда микропегматитовая. Вторичные изменения породообразующих минералов по типу близки к березитизации (серицитизация, окварцевание, пиритизация). Из аксессуарных минералов в кварцевых порфирах отмечают апатит и магнетит.

Диоритовые порфириты и роговообманковые диориты различаются между собой лишь по структуре. В состав их входят зеленая роговая обманка, олигоклаз-андезин, в небольшом количестве кварц. Характерной чертой является обилие аксессуарных минералов — сфена, апатита, циркона, магнетита, рутила, иногда ортита. Вторичные изменения проявлены местами очень интенсивно, выражаясь в сосюритизации плагноклаза и хлоритизации роговой обманки.

Дайки пород кумакского комплекса нередко приурочены к структурам, контролирующим золотое и медно-молибденовое оруденение. На этом основании Т. В. Билибина и Ю. В. Богданов (1959), а также О. К. Ксенофонов (1960) считают возможным говорить об их взаимной генетической связи.

Щелочные и нефелиновые сиениты борсуксайского комплекса слагают Борсуксайский и Карасырский массивы, а также отдельные дайки, приуроченные к тектоническим нарушениям в докембрийских образованиях. Соотношения их с более молодыми отложениями не установлены,

вследствие чего верхнепалеозойский возраст принимается для них довольно условно — по аналогии с нефелиновыми сиенитами Ильменито-Вишневогорского комплекса. Такое представление подтверждается результатами определения абсолютного возраста этих пород, приводящими к цифрам 225—240 млн. лет (Ксенофонов, 1960; Гаррис, 1961).

Форма интрузий рассматриваемого комплекса штокообразная, строение сложное, что обусловлено проявлением нескольких фаз интрузивной деятельности. Более ранние образования представлены щелочными сиенитами, сиенит-аплитами и пегматитами; более поздние — нефелиновыми сиенитами, также сопровождаемые пегматитами.

В состав щелочных сиенитов входят микроклин-пертит, арфведсонит, биотит. Структура этих пород аллотриоморфнозернистая и бостонитовая. Среди нефелиновых сиенитов различают нефелиновые сиениты с альбитом и микроклином, существенно альбитовые сиениты и сильно измененные (мусковитизированные) сиениты. Постоянным компонентом этих пород является нефелин, количество которого, однако, довольно невелико (10—15%). Темноцветные компоненты представлены биотитом и эгирин-авгитом. Для химического состава этих пород характерно высокое содержание щелочей при резком преобладании натрия над калием.

Металлогенический облик пород борсуксайского комплекса обусловлен связью с ним редкометальной метасоматической и пегматитовой минерализации.

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ (ЗАКЛЮЧЕНИЕ)

1. Как следует из описания, приведенного в данной главе, магматическая деятельность в границах рассматриваемой территории отличается значительной продолжительностью и разнообразием состава вулканогенных и интрузивных пород.

2. Вулканогенные породы участвуют в сложении толщ, имеющих возраст от протерозоя и до карбона включительно. Интрузии, рвущие эти толщи, формировались не только в данное время, но и позднее (в пермский период).

3. Интенсивность магматических проявлений была в разных геотектонических областях неодинакова и находилась как бы в зависимости от степени развития земной коры этих зон. Чем дальше уходила та или иная область от состояния типичной геосинклинали, тем больше падала степень интенсивности магматизма, особенно эффузивного.

4. В пределах описываемой территории в протерозое и палеозое существовали следующие геотектонические области: 1) восточная часть Русской платформы с архейским мощным кристаллическим фундаментом; 2) западный склон с архейским и, возможно, нижнепротерозойским кристаллическим фундаментом, но менее мощным по сравнению с фундаментом Русской платформы; 3) геосинклиналиальная область.

Область восточной части Русской платформы в эпохи накопления осадков бавлинского комплекса характеризовалась, в общем, слабой магматической деятельностью. О масштабах ее говорят сравнительно редко встречающиеся при глубоком бурении дайки габбро-диабазов и пластообразные тела спилитов. Область западного склона подразделяется на зоны: Западную, Центральную и Восточную, Приурал-Таускую. Первые две зоны, расположенные по сравнению с Восточной ближе к восточной части Русской платформы, характеризуются в бавлинское время, как и последняя, слабым проявлением магматизма. Он в основном выражается в образовании сравнительно редких даек

габбро-диабазов и габбро. Довольно типично отсутствие интрузий гипербазитов. Севернее границ описываемой территории в границах зоны находится известная сравнительно небольшая Бердяшская интрузия гранитов рапакиви и щелочных сиенитов. Вулканогенные породы по сравнению с осадочными породами играют весьма небольшую роль. Исключением в данном случае может явиться машакская свита, к которой приурочены диабазы, диабазовые порфириты, альбитофиры и их туфы. Существенно возрастает значение магматических пород в восточной части Приурал-Тауской зоны. Локальное повышение магматических проявлений связано здесь с разломом, проходящим между палеозойскими породами Приурал-Тауской зоны и метаморфическими протерозойскими толщами зоны Урал-Тау. В указанной части Приурал-Тауской зоны значительную роль в сложении толщ нижнего девона и силура играют диабазы, диабазовые порфириты, их туфы, а в более южных районах, кроме того, альбитофиры. К площадям максимального развития указанных вулканогенных пород приурочены крупные интрузии гипербазитов Краинского и Сакмарского поднятий. Массивы этих пород сопровождаются небольшими интрузиями габбро, габбро-диабазов и габбро-диоритов. Расположенная восточнее область геосинклинальных условий образования осадочных и магматических пород подразделяется на зоны: 1) антиклинорий хр. Урал-Тау; 2) Магнитогорский прогиб и 3) Восточно-Уральский антиклинорий. В зоне Урал-Тау эффузивный магматизм проявляется только в протерозое, когда в границах ее существовали условия типичной геосинклинали. Вулканогенные породы имели главным образом основной состав. Зона характеризуется многочисленными, преимущественно небольшими интрузиями гипербазитов и сопровождающими их интрузиями габброидов. В большинстве случаев те и другие интрузии имеют допалеозойский возраст. Встречающиеся интрузии гипербазитов и габброидов палеозойского возраста связаны по времени с каледонскими тектоническими движениями и приурочены к разломам: Янтышево-Юлукскому и Восточно-Уралтаускому. Протерозойский и каледонский интрузивный магматизм зоны Урал-Тау характеризуется отсутствием крупных интрузий гранитоидов. Только в верхнем палеозое в Златоустовском районе за пределами нашей территории формируются большие массивы гранитов. Зона Магнитогорского прогиба и зона Восточно-Уральского антиклинория в палеозое, вплоть до верхнего карбона, были типично геосинклинальными. В условиях значительной пластичности земной коры, в обстановке мобильности ее здесь проявлялась весьма интенсивная магматическая деятельность, относящаяся к ряду этапов каледонско-варисского тектоно-магматического цикла. С вулканизмом этих зон в силуре, девоне, нижнем и среднем карбоне было связано образование на значительных площадях мощных толщ диабазов, диабазовых порфиритов, спилитов, альбитофиров, дацитов и других вулканогенных пород. Интенсивной была и интрузивная деятельность. Происходило неоднократное внедрение гипербазитов, габброидов и гранитоидов. Максимальное развитие гранитных интрузий падает на верхний палеозой, причем оно больше было свойственно зоне Восточно-Уральского антиклинория.

Таким образом, как следует из вышеизложенного, интенсивность магматической деятельности и состав образовавшихся при ней вулканогенных и интрузивных пород характеризуются некоторыми изменениями от одной геотектонической зоны к другой.

5. Время проявления магматизма не во всех зонах было одним и тем же. В области восточной части Русской платформы, не считая архейского кристаллического фундамента, отмеченные выше интрузивные и эффузивные магматические породы основного состава встреча-

ются только в нижебавлинских свитах, принимаемых за образования позднего докембрия. В Центральной зоне области западного склона на поздний докембрий и отчасти на палеозой падает образование даек габбро-диабазов и габбро; вулканогенная деятельность здесь происходила в основном в позднем докембрии. В Приурал-Тауской зоне данной области интрузии гипербазитов и габброидов происходили преимущественно в среднем палеозое. Наряду с этим следует отметить, что интрузии такого состава были здесь также в нижнем и верхнем палеозое. Магматизм в геосинклинальной области проявлялся в большом отрезке геологического времени: в зоне Урал-Тау — в протерозое и нижнем палеозое, в зоне Магнитогорского прогиба — во все периоды палеозоя, в зоне Восточно-Уральского антиклинория — в протерозое и во все периоды палеозоя.

6. Эффузивная деятельность была приурочена главным образом к длительно развивающимся прогибам, а интрузивная — свойственна формирующимся геантиклиналям. Как эффузии, так и интрузии были обычно пространственно связаны с разломами. Указанной приуроченностью вулканической деятельности можно объяснить господство подводных излияний магм.

7. С отмеченными выше магматическими образованиями в ряде геотектонических зон генетически связаны те или иные металлические полезные ископаемые рассланцованных зон, по-видимому, связанное в своем генезисе с нескрытыми гранитными интрузиями верхнепалеозойского возраста. В Восточно-Уральской зоне с плагиогранитами и грано-диоритами связана золотая и золото-вольфрамовая минерализация, а с аляскитами редкометалльно-вольфрамовое оруденение.

Следует указать, что наиболее перспективными в отношении поисков этих ископаемых являются площади палеозойских вулканогенных пород (диабазо-альбитофирового комплекса), тяготеющих к Западно-Урал-Таускому и Восточно-Урал-Таускому разломам главным образом к местам максимального развития указанных эффузивных образований и интрузий габброидов и небольших интрузий гипербазитов. У западного разлома, вероятно, наиболее перспективны будут районы развития отмеченных магматических пород, относящихся к нижнему девону и силуру, а у восточного разлома, — образовавшихся в течение всего каледоноварисского тектоно-магматического цикла. В пределах остальных частей Магнитогорского прогиба, по-видимому, в первую очередь заслуживают внимания полосы максимального развития диабазо-альбитофирового комплекса и субвулканических интрузий кобленцко-эйфельского времени. В зоне Урал-Тау заслуживают внимания площади, тяготеющие к Янтышево-Юлукскому и Восточно-Урал-Таускому разломам и тем частям этих площадей, в границах которых максимально развиты нижнепалеозойские интрузии габброидов и небольших интрузий гипербазитов.

ТЕКТОНИКА

ОБЩИЙ ОБЗОР

Территория Башкирской АССР и Оренбургской области по своему тектоническому строению неоднородна. Ее можно подразделить на ряд зон с неодинаковой геотектонической обстановкой, в которой происходило образование осадочных и вулканогенных толщ и формирование структур. В данном общем обзоре основное внимание уделяется краткой характеристике тектонического районирования указанной территории. Описание тектоники отдельных зон вместе с обзором исследований приводится ниже в ряде очерков.

В истории изучения общего плана тектонического строения описываемой территории отмечаются попытки составления схем тектонического районирования ее. Все эти схемы различались между собой теми принципиальными положениями, которыми авторы обосновывали свои предложения.

А. Д. Архангельский (1947, 1948) указал на зональность тектонического строения Южного Урала, в образовании которой, по его мнению, главная роль принадлежала покровам. В границах этой горной области он выделил следующие зоны: 1) «палеозойские» породы западного склона; 2) кристаллические сланцы докембрия и палеозоя хр. Урал-Тау; 3) изверженные породы габбро-пироксенитовой формации восточного склона; 4) излившиеся породы и туфы, разнообразные сланцы силура, девона и отчасти карбона; 5) гнейсы и гранитные массивы и 6) палеозойские толщи, прорванные разнообразными магматическими породами.

К автохтону отнесены пермские, каменноугольные и девонские отложения западной части западного склона. Кварциты водораздельных хребтов этого склона предположительно приняты за аллохтон, состоящий из нескольких покровов, надвинутых с востока. Образование покровов связано с древнекиммерийской складчатостью.

Л. С. Либрович (1932, 1936) в южной части Башкирского Урала выделил ряд зон, характеризующихся своими особенностями геологического строения и составляющих в этой области «систему довольно крутых надвигов или корни более пологих надвигов»... Считая с запада на восток, им выделены здесь следующие зоны: 1) Западная, которая характеризуется залеганием сакмаро-артинских, каменноугольных, верхне- и среднедевонских отложений; 2) Зилаирская, охватывающая отложения всех трех отделов девона, а также толщи силура, ордовика, кембрия (?) и докембрия (?); 3) Урал-Тау, в границах которой распространены породы толщи «М»; 4) Приирендыкская, охватывающая широкую полосу восточного склона от зоны Урал-Тау на западе до р. Урала на востоке, где развиты осадочные и изверженные породы среднего и нижнего карбона, всех трех отделов девона, а также отложения силура; 5) Яйская, характеризующаяся преобладающим развитием осадочных и изверженных толщ каменноугольного возраста и сравнительно слабым развитием девонских толщ; 6) Восточная, охватывающая полосу, рас-

положенную между восточной границей предыдущей зоны до района Тургайского пролива. Зоны восточного склона подразделены на подзоны.

И. И. Горский (1946, 1958) при тектоническом районировании Южного Урала за основу взял крупные структуры первого порядка. Соответственно этому он здесь выделил: Предуральский краевой про-

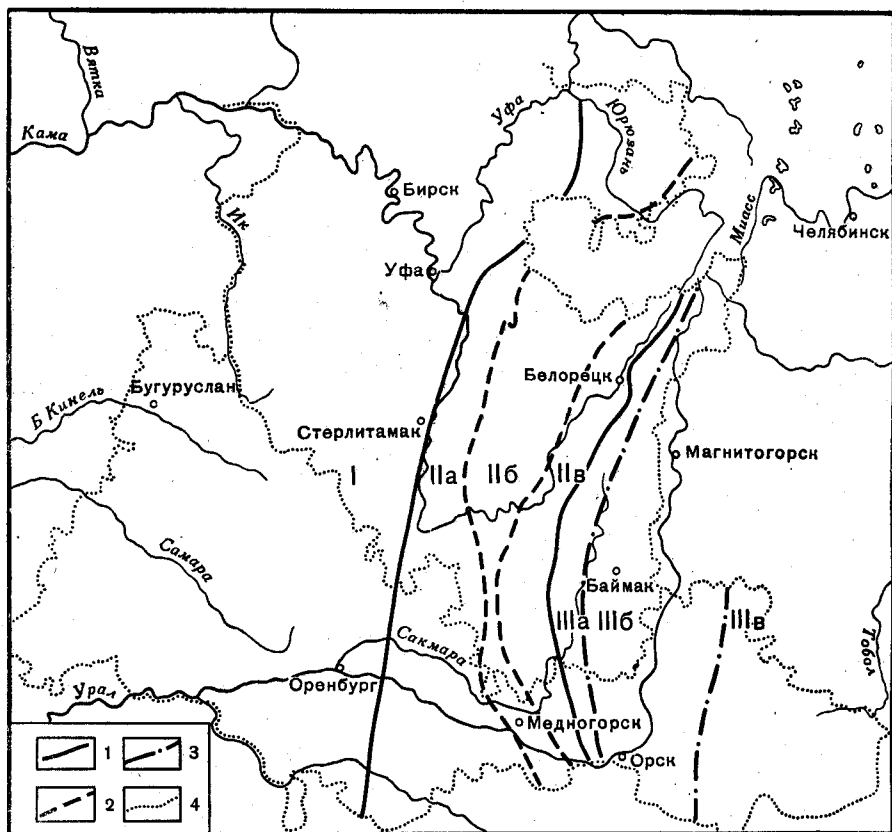


Рис. 40. Схема геотектонического районирования территории Башкирской АССР и Оренбургской области (составил Д. Г. Ожиганов)

I — область восточной окраины Русской платформы; II — область Промежуточная (западный склон Южного Урала и Предуральский прогиб); IIa — Западная зона, Предуральский прогиб; IIб — Центральная зона, регион развития древних свит, IIв — Восточная, Приурал-Тауская зона; III — область восточного склона (до верхнего карбона геосинклинальная); IIIa — зона Урал-Тау; IIIб — Магнитогорская зона; IIIв — зона Урало-Тобольского водораздела

1 — граница тектонических областей; 2 — границы зон, выделяемых во II области; 3 — границы зон, выделяемых в III области; 4 — границы Башкирской АССР и Оренбургской области

гиб, Башкирский антиклинорий, Зилаирский синклинорий, антиклинорий Урал-Тау, Магнитогорский синклинорий, антиклинальную зону гранитных интрузий, Восточно-Уральский синклинорий и Зауральский антиклинорий.

В эпохи формирования осадочных и изверженных толщ пород, а также проявлений тектонических движений обширная территория Башкирской АССР и Оренбургской области не была однородной в отношении состояния земной коры и степени ее развития. В границах этой территории существовали геотектонические области с различной мощностью и степенью жесткости литосферы. Таких областей, по Д. Г. Ожиганову (1951, 1953, 1961), выделяется три: 1) платформенная, 2) про-

межуточная, близкая по геотектоническому строению к платформе, 3) геосинклиальная. (Рис. 40).

Область первая (платформенная) охватывает восточную часть Русской платформы. В границах ее структурные ярусы, сложенные бавлинскими (синийскими, рифейскими) толщами, девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями налегают на древний кристаллический фундамент, который вскрыт скважинами в ряде пунктов. Кроме того, глубина залегания фундамента изучалась геофизическими методами. Самая верхняя часть фундамента, вскрытая скважинами на небольшую мощность, представлена главным образом различными гнейсами и подчиненными им амфиболитами. По своему составу, высокой степени прогрессивного регионального метаморфизма и степени дислоцированности, а также определению абсолютного возраста (до 2500 млн лет; Ляпинская и Князев, 1958) данные породы аналогичны породам архея Украинского и Балтийского щитов Русской платформы. Учитывая это, а также положение в разрезе, следует гнейсы и амфиболиты, по-видимому, отнести к архею.

Поверхность кристаллического фундамента неровная. В пределах рассматриваемой области и в примыкающих к ней районах общая форма фундамента характеризуется пологими сводообразными возвышениями с длинными склонами, которые иногда переходят в седловины и депрессии. Подошвы склонов и днища седловин по сравнению с вершинами упомянутых возвышенностей в некоторых случаях существенно понижены. Так, например, по отношению пологой поверхности наиболее возвышенной части Татарского свода подошва юго-восточного склона, район Стерлибашево, и подошва южного склона его, район р. Сакмары, понижены до 2500 м, а днище Бирской седловины — до 1000 м. Максимальное погружение наблюдается во впадине в районе с. Федоровки, где погружение фундамента по сравнению с его наиболее высоким положением в Татарском своде достигает 5500—6500 м.

Местами описанный выше общий фон поверхности рельефа характеризуется более резкими чертами, вызванными существованием узких глубоких депрессий и долиннообразных углублений. В формировании рельефа фундамента несомненно значительную роль сыграла эрозия, длительно проявляющаяся в восточной части Русской платформы в послепермское время до отложения нижней серии бавлинского комплекса, а местами до отложений его верхней серии и даже до образования осадков среднего девона. Но в то же время следует отметить, что наиболее крупные главнейшие элементы рельефа в основном обусловлены тектоническими движениями.

В общем плане тектоники восточной части Русской платформы в границах Башкирской АССР и Оренбургской области и прилегающих к этой территории некоторых районов Татарии, Удмуртской АССР и Пермской области выделяется несколько положительных структур первого порядка с повышенным залеганием кристаллического фундамента. Это Татарский, Башкирский и Жигулевско-Пугачевский своды.

Татарский свод является наиболее крупной центральной положительной структурой всей Волго-Уральской области и наиболее важной в отношении нефтеносности. Это поднятие в основном находится в Татарии, в описываемую территорию входит своей юго-восточной краевой частью. Общие контуры поднятия по кристаллическому фундаменту полностью пока не установлены; по контурам осадочного чехла общая длина его определяется до 400 км, а ширина до 200 км. Амплитуда по поверхности кристаллического фундамента достигает 550—1000 м и более. Углы наклона пластов колеблются от 12 до 25°, в среднем до 20°.

Башкирский свод. Буровые скважины здесь не достигли кристаллического фундамента. На основании анализа геофизических данных можно предположить, что на глубине этому своду отвечает выступ фундамента в форме овала, вытянутого в меридиональном направлении. Более или менее определенно свод вырисовывается по кровле кыновских слоев. Общая его длина достигает 220 км, а ширина 160 км, амплитуда относительно дна Бирской седловины — 200 м, средний угол наклона крыльев 20'.

Жигулевско-Пугачевский свод в пределы описываемой территории заходит своим восточным продолжением, расположенным южнее р. Бол. Кинели.

Помимо описанных положительных структур первого порядка, в границах рассматриваемой территории находятся и отрицательные структуры такого же порядка. К ним относятся: Бирская седловина, соединяющаяся на севере с Верхне-Камской впадиной, и Ульяновско-Саратовская впадина, ограничивающая Жигулевско-Пугачевский свод с юго-запада и запада. Существенной структурой является юго-восточный склон Русской платформы, имеющий, в общем, сложное моноклиналиное строение. Общая отрицательная форма указанных впадин и седловин, а также общий юго-восточный наклон юго-восточного склона Русской платформы определились соответствующим положением кристаллического фундамента.

Все структуры первого порядка осложнены структурами второго, третьего и других порядков. Структурами второго порядка являются валы. Одни из них целиком сложены толщами осадочного чехла, породы же фундамента не имеют соответствующих нарушений в своем залегании, а другие представляют собой структуры, в сложении которых, кроме осадочных толщ, принимают участие и кристаллические породы фундамента. В качестве примера первых может служить Шкаповский вал, а вторых — Туймазинский вал. В Шкаповском валу приподнятому положению отложений осадочного чехла отвечает погружение кристаллического фундамента. Туймазинский вал отвечает приподнятости кристаллического фундамента. Эта структура, находящаяся на юго-восточном склоне Татарского поднятия, в общем расположена параллельно его краю.

Среди структур третьего порядка, по Л. Н. Розанову (1957), могут быть выделены следующие генетические типы: 1) структуры инверсии, выполаживающиеся с глубиной; 2) структуры, усиливающиеся с глубиной; 3) структуры с останцами размыва в ядре; 4) структуры облакания; 5) соляные и гипсовые структуры, образовавшиеся при пластических деформациях.

В рассматриваемой области чехол осадочных пород характеризуется развитием структур только платформенного типа. К этому же типу относятся нарушения в уже сформировавшемся архейском кристаллическом фундаменте в виде отмеченных выше обширных пологих сводов, впадин и седловин.

Возникновение всех структур указанного типа связано с эпейрогеническими движениями, сложно проявлявшимися в течение многих эпох существования платформы. В какой-то связи с ними находится образование разломов, по которым местами поднимались магматические растворы и происходило образование сравнительно небольших интрузивных тел кварцевых габбро-диабазов.

Геотектоническая обстановка формирования осадочного чехла сказалась не только на структуре, но и на общем пологом залегании его. Отложения всех систем этого чехла, в общем, отличаются небольшими мощностями и изменены только диагенетически.

Область вторая — промежуточная. Эта область охватывает краевой прогиб и западный склон Южного Урала. В эпохи формирования отложений и тектонических структур древних свит и фаунистически охарактеризованного палеозоя земная кора описываемой области имела уже фундамент, вероятно сформировавшийся в архее, нижнем и среднем протерозое. В отношении мощности и жесткости он хотя и уступал фундаменту восточной части Русской платформы, но оказывал существенное влияние на палеогеографические условия образования отложений и на общий характер тектогенеза, вулканизма и регионального метаморфизма западного склона.

Описываемая область в периоды своего формирования граничила на западе с Русской платформой, а на востоке с зоной Урал-Тау, являвшейся крайней западной частью Уральской геосинклинали. Такое положение между платформой и геосинклиалью соответствующим образом нашло себе отражение как в строении, так и в дальнейшем развитии земной коры западных, центральных и восточных частей области. В связи с этим ее можно подразделить на зоны: Западную (Предуральский прогиб), Центральную и Восточную (Приурал-Таускую).

Западная зона (Предуральский прогиб) в эпохи накопления палеозойских и синийских осадков на западе непосредственно примыкала к Русской платформе. Такому положению отвечало соответствующее состояние ее фундамента. Последний по мощности и жесткости уступал фундаменту упомянутой платформы, но присутствие его сказалось как на общей тектонической структуре прогиба, так и на морфологии складок разных порядков, осложняющих его. По особенностям тектоники описываемый регион занимал промежуточное место между Русской платформой и Центральной зоной западного склона.

Рассматриваемая зона является депрессией, характеризующейся глубоким залеганием фундамента. Общее пологое залегание пород чехла этого прогиба осложнено складками разных порядков.

В западном крыле и частью в центральной приосевой полосе депрессии преобладают складки платформенного типа, нередко куполовидные. По направлению на восток, вкрест простираения зоны, возрастает значение вытянутых складок, имеющих иногда сравнительно крутые крылья и ориентированных согласно складчатости передовых хребтов западного склона.

Присутствие в Предуральском прогибе в эпохи накопления осадков и формирования структур более или менее мощного и жесткого фундамента сказалось при тектонических движениях на появлении разломов, с которыми местами связаны односторонние горсты и сбросовые нарушения значительной амплитуды в крыльях складок. Наблюдаемые в некоторых участках у западной и восточной границ описываемой зоны нарушения в залегании пород, близкие к флексурам, по-видимому, в глубине отвечают разломам в фундаменте.

В южных районах прогиба его общая структура осложняется диапировыми складками, отличающимися большим разнообразием форм, связанных в своем образовании с пластичным перемещением залежей солей.

Возраст и состав фундамента прогиба пока нам неизвестны. По-видимому, он близок кристаллическому фундаменту Русской платформы. Принято рассматривать юго-восточные блоки Каратауского тектонического комплекса как более приподнятые и эродированные части Предуральского прогиба, характеризующиеся складками платформенного типа с плоскими и широкими сводами и крыльями, осложненными разломами, по плоскостям которых девонские и каменноугольные отло-

жения надвинуты на зильмердакскую свиту. Такие особенности тектоники названного комплекса, а также слабый метаморфизм наиболее древних отложений его, представленных песчаниками зильмердакской свиты, свидетельствуют о существовании в зильмердакское и более позднее время достаточно прочного древнего фундамента. Этот фундамент обусловил, по-видимому, такую обстановку, которая препятствовала образованию интенсивной складчатости и значительной перекристаллизации пород. Отсутствие в Западной зоне вулканической деятельности (по крайней мере в эпоху накопления осадков зильмердакской свиты и в более позднее время) находится в тесной связи с геотектонической обстановкой формирования её.

Западная зона по своему тектоническому строению носит переходный характер; она обладает заметным сходством с восточной частью Русской платформы, расположенной западнее, и передовыми хребтами Центральной зоны, проходящими у восточных границ её.

Связь Предуральского прогиба с западным склоном выражается также в некоторой общности тектогенеза. Такая существенная особенность названного прогиба — постепенное погружение и расширение его от параллели г. Ишимбая к р. Сакмаре и далее на юг — обусловлена отрицательными движениями, охватившими в верхнем палеозое описываемый прогиб, Центральную и Приурал-Таускую зоны. В Центральной зоне они вызвали постепенное затухание в южном направлении Башкирского поднятия и погружение у района широтного колена р. Белой слагающих его древних свит под более молодые образования. В Приурал-Тауской зоне указанные движения существенно сказались на Белоречко-Зилаирском синклинории, который в значительной своей части испытывал погружение.

Центральная зона (Башкирское поднятие). Это поднятие охватывает обширные пространства западного склона Южного Урала. Южное периклинальное окончание его находится у широтного колена р. Белой примерно на широте 53° , а северное замыкание — в районе верховьев р. Бол. Ика, вблизи параллели $55^{\circ}45'$. Максимальное расширение структуры до 75 км наблюдается между юго-восточной подошвой Каратауского поднятия и тектонической линией, проходящей по северо-западному крылу Юрюзанской синклинали. Максимальное воздымание толщ, слагающих Башкирское поднятие, находится в восточных районах, в полосе, граничащей с тектонической линией, проходящей между Центральной и Приурал-Тауской зонами. Здесь расположены наиболее высокие хребты западного склона: Зигальга, Нары, Машак, Большой Яман-Тау, Юрма-Тау, Базал, Масим и др., а в поверхности эрозионного среза выходят породы бурзянской и юрматинской серий, т. е. наиболее древние образования всей зоны. Все это свидетельствует о том, что указанная полоса отвечает сводовой части поднятия. По А. И. Иванову, к северной половине последней приурочен Ямантауский антиклинорий, простирающийся в север-северо-восточном направлении, а к южной — кулисно расположенный Юрматинский меридиональный антиклинорий.

Наибольшую ширину имеет западное крыло поднятия, характерные особенности строения которого находят себе отражение в расположении и формах находящихся здесь структур второго порядка. Наиболее крупной по занимаемой площади является Инзерская сложная сравнительно пологая синклинальная структура, располагающаяся почти меридионально. В плане она напоминает равнобедренный треугольник, основание которого находится на севере. В местах максимальных прогибов синклиналь выполнена: в районе р. Инзера породами миньярской и инзерской свит, а несколько севернее, близ северного центриклиналь-

ного замыкания, в верховьях р. Лемезы — породами инзерской и катавской свит. Крылья структуры сложены породами зильмердакской свиты.

Полоса окраинных хребтов, протягивающаяся от верховьев р. Ука меридионально до широтного колена р. Белой, а к востоку от этих верховьев почти по широте, характеризуется преобладанием согласно расположенных значительно вытянутых соответственно простиранию упомянутой полосы антиклинальных и синклинальных структур, сложенных каратауской серией. На западе и севере комплекс таких структур вблизи восточных границ Предуральского прогиба обрамляется узкой полосой вытянутых брахискладок, сложенных каратауской серией, средним девоном, карбоном, ассельским, сакмарским и артинским ярусами нижней перми.

Восточное крыло описываемого поднятия имеет небольшую ширину и в сложении его, кроме свит бурзянской и юрматинской, принимают участие свиты каратауской серии (район Верхнего Авзяна и южнее). Отложения данного крыла граничат с толщами смежной Приурал-Тауской зоны по тектоническому контакту, отвечающему Юрюзанскому разлому.

В границах Центральной зоны отмечается целый ряд разломов. Из числа их следует отметить Зильмердакский, прослеживающийся от р. Ука на юг вдоль западной границы полосы сплошных выходов зильмердакской свиты почти до р. Нугуша. А. И. Иванов в составленных им геологических картах показывает несколько параллельных поперечных разломов типа сбросов в приосевой части поднятия — в районе горы Большой Яман-Тау и в ближайших площадях, расположенных юг-юго-западнее, а также в районе хр. Большой Шатак.

В целом Башкирское поднятие представляет обширную пологую структуру. Оно отличается от складчатых поясов зон геосинклинального развития, состоящих обычно из систем сжатых складок значительной амплитуды. Наиболее крупные складки, осложняющие общую форму названного поднятия в приосевых частях, характеризуются обычно пологим изгибом толщ пород, участвующих в их сложении. Это можно видеть в строении хребтов Зигальга, Нары, Большой Яман-Тау и других главнейших хребтов, а также ряда межгорных впадин. Отмеченные складки нередко имеют широкие и пологие крылья.

Судя по приведенному краткому описанию особенностей тектонического строения Башкирского поднятия, формирование его происходило в условиях не геосинклинали, а в обстановке наличия в глубинах земной коры более или менее жесткого древнего фундамента. Но в то же время зона рассматриваемого поднятия по степени дислокаций превосходит Предуральский прогиб и особенно структурные этажи чехла Русской платформы. Все это указывает на геотектоническую обстановку, свойственную полуплатформе.

Современная структура Центральной зоны сформировалась в верхнем палеозое. В районе Симской мульды и южном периклинальном окончании Башкирского поднятия, а также в полосе окраинных хребтов западного склона в сложении складок принимают участие отложения древних свит девона, карбона и нижней перми. Главнейшие разломы, проходящие в толщах древних свит, иногда продолжают в периферии поднятия в палеозое.

Отмеченная обстановка описываемой зоны существовала не только в эпохи образования ее современной структуры, но и в более ранние этапы геологической истории — в позднем докембрии. Судя по составу древних свит, в эпохи формирования их слабо проявлялся вулканизм, столь характерный для зон геосинклинального развития. Эффузивы и

туфы играют, в общем, незначительную роль в сложении указанных свит. В области их распространения интрузии магматических пород представлены сравнительно редкими жилами габбро-диабазов и известной интрузией гранитов рапакиви и сиенитов Бердяшского плутона. Очень характерно отсутствие интрузий гипербазитов. Нельзя не отметить в данном случае и состояние регионального метаморфизма древних свит. Несмотря на сравнительно большую суммарную мощность этих свит и приписываемый им древний, докембрийский возраст, они метаморфизованы, в общем, слабо. Терригенные толщи их всюду представлены глинистыми, филлито-глинистыми и филлитовыми сланцами, кварцевыми песчаниками и кварцито-песчаниками, а вулканогенные породы находятся преимущественно в начальных стадиях зеленокаменного изменения. К этому следует добавить указание на то, что существенной разницы в степени метаморфизма между свитами, залегающими на различных стратиграфических уровнях разреза зоны, не отмечается. Все это указывает на то, что в периоды образования древних свит орогенные движения в рассматриваемой зоне не проявлялись, что обуславливалось существовавшим уже кристаллическим фундаментом. Во время накопления названных свит рассматриваемая зона переживала в основном только эпирогенетические движения на общем фоне существующей обширной впадины, занятой неглубоким бассейном. Временами движения положительного знака приводили бассейн к обмелению, к появлению островов, а иногда даже к установлению на больших площадях континентальной обстановки. Это определило некоторую цикличность в осадконакоплении, вызвало размывы и трансгрессивное залегание одних толщ на другие. Некоторые авторы склонны были связывать такие особенности древних свит с мощными фазами орогенеза, проявлявшимися, по их мнению, в этой зоне в обстановке настоящей геосинклинали (Олли, 1948).

Восточная (Приурал-Тауская) зона. Эта зона наряду со сходством с описанными выше зонами (Западной и Центральной) имеет существенное отличие в своем геотектоническом развитии. Процессы развития земной коры в эпохи формирования отложений, выходящих в настоящее время на поверхность, а также образования их тектонических структур в значительной степени определялись существованием в этой зоне фундамента, оказывающего влияние на палеогеографическую обстановку образования выше залегающих толщ и их тектонических структур.

Общая тектоническая структура Приурал-Тауской зоны представляет собой прогиб, расположенный между антиклинорием метаморфического пояса Урал-Тау и Башкирским поднятием. Этот прогиб осложнен сравнительно обширными поднятиями, из которых некоторые (Белорецкое, Ирмельское, Кракинское и Сакмарское) имеют значительную амплитуду. Между указанными поднятиями находится Белорецко-Зилаирский синклинорий и Юрюзано-Бельский прогиб.

Наиболее крупной структурой на занимаемой площади является Белорецко-Зилаирский синклинорий, протягивающийся от г. Белорецка до южных границ Оренбургской области. Общее синклинальное строение этой структуры подтверждается приуроченностью к крыльям ее отложений ордовика, силура, нижнего и среднего девона, а к приосевой широкой полосе — образований верхнего девона. В районе Крака описываемая структура переходит в сравнительно узкую асимметричную синклиналь (Прикракинскую), опоясывающую Кракинское поднятие, а в районе хр. Шайтан-Тау она разделяется на две полосы, одна из которых идет по восточную сторону Сакмарского поднятия, а другая — по его западную сторону (Пришайтантауская синклиналь).

Юрюзано-Бельский прогиб представляет собой синклиналиную структуру, сопряженную на востоке и юго-востоке с антиклинорием метаморфического пояса Урал-Тау и с поднятиями: на юго-западе Белорецким, на западе Башкирским и на севере Иремельским. Прогиб этот осложнен двумя мульдами: Юрюзанской и Тирлянской, сложенными фаунистически охарактеризованными породами ордовика, силура и девона. Между этими мульдами приосевая часть рассматриваемой структуры сложена верхними толщами разреза древних свит. Эти же толщи с более древними образованиями названных свит присутствуют в крыльях прогиба.

Описываемый прогиб можно подразделить на три части: 1) Прибельскую с Тирлянской мульдой, протягивающуюся в север-северо-восточном направлении вдоль р. Белой; 2) Приюрюзанскую с Юрюзанской синклиналию, простирающуюся также в север-северо-восточном направлении, и 3) Аршинскую, простирающуюся почти по широте между периклинальными окончаниями Белорецкого и Иремельского поднятий. Приюрюзанская полоса прогиба с север-северо-запада, а Прибельская полоса с восток-юго-востока охватывают Иремельское поднятие.

Для общего тектонического строения Приурал-Тауской зоны характерно присутствие ряда сравнительно крупных поднятий: Белорецкого, Иремельского, Кракинского и Сакмарского.

Белорецкое поднятие. Границы этого поднятия определяются площадью распространения белорецкого комплекса, отличающегося от смежных отложений древних свит (зигальгинской и др.), а также от отложений нижнего и среднего палеозоя более глубоким региональным метаморфизмом. Поднятие в основном располагается на правобережье р. Белой. Наибольшую ширину оно имеет на параллели г. Белорецка. Отсюда оно протягивается на север-северо-восток к широтному колену р. Тирляна и на юг-юго-запад к с. Узян. В этих точках метаморфические сланцы его уходят с поверхности под древние свиты западного склона. Поднятие в целом представляет собой значительно приподнятый блок, приближающийся по своей общей форме к крупной брахиантиклинали. Последняя осложнена рядом складок второго порядка иногда значительной амплитуды и ширины, но не отличающихся большой протяженностью. Четко выраженной линейности и параллельности в расположении этих складок нет. Некоторые из них, как и все поднятие в целом, вытянуты в север-северо-восточном направлении, а другие расположены к такому направлению под тем или другим углом. Для большинства описываемых складок характерна асимметрия. Антиклиналь хр. Яндык в северной своей части опрокинута на восток, а в южной части наклонена на запад; антиклиналь хр. Малого Малинового наклонена на восток, а хр. Большого Малинового опрокинута в местах наибольшего воздымания ядра на юг-юго-запад.

Границы поднятия в местах контакта значительно метаморфизованных пород белорецкого комплекса с филлитовыми породами древних свит почти всюду отвечают разлому типа взброса, причем взброшенной частью являются образования данного комплекса. Не исключено, что такова же природа контакта метаморфических сланцев, слагающих описываемое поднятие, с ордовикскими и силурийскими толщами Прибельской полосы.

Разломы типа крутых надвигов наблюдаются в центральных частях Белорецкого поднятия. Примером может служить надвиг кварцитов хр. Большого Малинового на сланцы, занимающие более высокое стратиграфическое положение. Надвиговая поверхность падает под некрутым углом на север-северо-восток.

Соответственно двум циклам осадконакопления (нижнему и верхнему) в границах белорецкого комплекса можно выделить два структурных яруса: нижний и верхний.

Следует отметить, что в верхней части нижнего яруса встречаются конгломераты с гальками и валунами метаморфических пород, весьма сходных с породами, слагающими белорецкий комплекс. Это указывает на то, что к концу завершения осадконакопления нижнего структурного яруса отложения названного комплекса были уже дислоцированы, метаморфизованы и местами подверглись размыву и переотложению. Характерно, что в указанных конгломератах отсутствуют фрагменты древних свит. Возможно, все это следует рассматривать с той точки зрения, что фундамент Приурал-Тауской зоны в эпохи формирования белорецкого комплекса был не особенно мощным и прочным, поэтому он не препятствовал проявлению орогенических движений и созданию обстановки, способствовавшей значительному региональному метаморфизму пород.

Иремельское поднятие. Этому поднятию отвечают высокий горный узел Иремель и примыкающие к нему возвышенности — хр. Аваляк, Малый Аваляк и др. В сложении всей этой системы сравнительно высоких гор главенствующую роль играют кварцито-песчаниковые толщи и подчиненные им черные филлитоглинистые сланцы и алевролиты зигальгинской свиты. Указанные толщи у подошвы данного горного узла на востоке, юге и западе уходят под отложения более молодые, представленные преимущественно филлитовидными сланцами зигазино-комаровской свиты.

Остается до сих пор не выясненным в достаточной степени геологическое строение северных склонов названного горного узла и местности, тяготеющей к их основанию и долине р. Тюлюка. Залегающие здесь филлитовые сланцы, выступающие в редких обнажениях, являются образованиями также зигазино-комаровской свиты. При таком толковании стратиграфического положения данных сланцев тектоника Иремельского узла рисуется в форме почти округлой коробчатой большой брахиантиклинали с пологоволнистым сводом и более крутыми крыльями, осложненными на северо-востоке, юго-западе и юге небольшими брахиантиклиналями.

А. И. Иванов и М. И. Гарань (1956) указанные сланцы района р. Тюлюка склонны относить к бакальской (юшинской) свите, подстилающей зигальгинскую свиту. В этом случае структура Иремельских гор рисуется как Южная периклинали большой антиклинали, уходящей на север в Златоустовский район и охватывающей хребты Уреньга, Нургуш и др.

Кракинское поднятие охватывает обширную площадь, к которой приурочены крупные массивы гипербазитов гор Крака. В контакте с гипербазитами и в останцах их кровли залегают отложения бетринской свиты, содержащие остатки фауны силура и нижнего девона. В ряде куполовидных возвышенностей Кракинского района эта свита окружает выходы пород, относящихся к ордовика и, возможно, частью к древним свитам. К описываемой структуре примыкает площадь залегания отложений зилаирской свиты франского и фаменского ярусов верхнего девона. Указанное пространственное расположение палеозойских толщ свидетельствует о том, что в данном случае мы имеем дело с обширным поднятием. Крылья этого поднятия подвернуты, и общая коробчатая его форма грибообразна. Поднятие осложнено прогибами и поднятиями второго порядка, к ядрам которых в одних случаях приурочены отложения ордовика и предположительно древних свит, а в других — массивы гипербазитов.

Сакмарское поднятие. Если вышеописанное Кракинское поднятие находится вблизи северного центриклинального окончания Белорецко-Зилаирского синклиория, то данное поднятие располагается вблизи южного центриклинального окончания его. Кракинское поднятие в плане имеет форму вытянутого овала, а Сакмарское представляет собой полосу, длина которой в несколько раз превышает ширину. В остальном же и в самом существенном оба поднятия имеют много общего.

Границы Сакмарского поднятия так же, как и Кракинского, определяются площадями залеганий отложений, аналогичных по составу и возрасту бетринской свите (сакмарская свита). С запада, севера и востока поднятие тоже окружено породами зилаирской свиты верхнего девона. Крылья поднятия (как и у Кракинского) местами подвернуты. Поэтому зилаирские породы нередко имеют видимое падение под более древние образования, слагающие описываемую структуру.

Поднятие осложнено несколькими узкими согласными с его протяженностью антиклиналями, к ядрам которых и приурочены выходы ордовика.

Крылья Сакмарского поднятия осложнены главным образом в северной части его разломом типа крутого надвига. Здесь отложения, слагающие эту структуру, надвинуты по крутой поверхности на граувакки зилаирской свиты.

Помимо описанных выше крупных антиклинальных поднятий, в границах Приурал-Тауской зоны встречаются складки, сравнительно небольшие по занимаемой площади и амплитуде. К числу таких складок в расширенной части Белорецко-Зилаирского синклиория относятся Усмановская, Федоровская (Бердяшская) и Икская антиклинали.

Усмановская антиклиналь представляет собой четко выраженную брахискладку, осложняющую восточное крыло Белорецко-Зилаирского синклиория. Федоровская антиклиналь проходит вдоль Центральной приосевой полосы этого синклиория и находится как бы на северном продолжении Сакмарского поднятия. Икская антиклиналь проходит вдоль западного крыла названного синклиория, осложняя его.

Общую картину тектоники Приурал-Тауской зоны дополняют многочисленные мелкие складки, которые максимальным развитием пользуются в границах залегания песчанико-сланцевых толщ зилаирской и бетринской свит. Эти складки имеют часто форму асимметричных коротких брахиантиклиналей и брахисинклиналей. Указанные пликативные нарушения часто представлены изоклинальными складками, нередко надвинутыми одна на другую по крутым плоскостям частых местных разрывов.

Ширина полосы песчанико-сланцевых отложений зилаирской свиты в наиболее расширенной части Белорецко-Зилаирского синклиория, где значительным развитием пользуются отмеченные мелкие складки, достигает 40 км. Если учесть это, а также мощность зилаирской свиты, не превышающей в указанной части синклиория 2500 м, то последний нужно рассматривать как весьма пологую структуру. Упомянутые пликативные и разрывные нарушения охватывали структурные ярусы, расположенные выше этого фундамента и, вероятно, совсем не сказывались на его тектонике.

Приурал-Тауская зона отличается от других вышеописанных зон промежуточной области заметным увеличением роли магматических пород в составе ее толщи. В Белорецком поднятии пользуются распространением амфиболиты, образовавшиеся из основных эффузивов и туфов; к Кракинскому и Сакмарскому поднятиям приурочены крупные

интрузии гипербазитов и значительные по мощности и размеру занимаемых площадей горизонты эффузивов и туфов.

Если учесть только что сказанное и также приведенное выше описание тектоники Приурал-Тауской зоны, то можно прийти к выводу о том, что эта зона является переходным регионом между Центральной зоной промежуточной области и областью геосинклинального разветвения.

Как на западе, так и на востоке Приурал-Тауская зона отделяется от других зон разломами. Если судить по четко выраженному разлому, которым полностью срезано западное крыло Юрюзанской синклинали, то разломы, проходящие вдоль западной границы зоны, относятся к типу сбросов. Разломы, находящиеся у восточной границы рассматриваемого региона, по-видимому, в основном выражены в форме крутых надвигов. Такой тип нарушений хорошо выражен в Белорецком районе. Здесь по поверхности надвига, падающего на восток, породы метаморфического пояса Урал-Тау надвинуты на восточное крыло Белорецко-Зилаирского синклинория.

Отмеченные разрывные нарушения главным образом связаны в своем образовании с верхнепалеозойским тектогенезом. Ими охватываются не только допалеозойские, но и нижнепалеозойские и среднепалеозойские отложения.

Область третья — геосинклинальная. В этой области выделяются три зоны: 1) метаморфического пояса хр. Урал-Тау, 2) Магнитогорская и 3) Урало-Тобольская.

Зона метаморфического пояса хр. Урал-Тау. Эта зона является крайней западной полосой Уральской геосинклинали.

Общая структура рассматриваемой зоны имеет форму антиклинория. При сравнительно небольшой ширине он протягивается через весь Южный Урал и в плане имеет вид некрутой дуги, направленной выпуклой стороной на запад. Южное окончание этой дуги находится на параллели примерно г. Актюбинска, а северное — в районе г. Златоуста. Участок дуги с наибольшим изгибом в западном направлении находится между широтами г. Зилаира и с. Кананикольска.

Сохраняя на всем своем большом протяжении общее сложное строение, антиклинорий Урал-Тау местами испытывает поднятия и опускания шарнира. Наибольшее поднятие шарнира находится примерно между деревнями Аптулла и Темясово. Несколько меньшей амплитуды воздымание его наблюдается в Златоустовском районе. Между этими двумя частями, характеризующимися приподнятостью антиклинория, находится область некоторого погружения его, протягивающаяся от района дер. Темясово до района дер. Кирыбинки и несколько севернее его. Максимально антиклинорий погружается севернее дер. Кирыбинки, что находит себе отражение в существовании здесь поперечного прогиба. К югу от параллели дер. Аптулла синклинорий заметно погружается. Наибольшая амплитуда опусканий шарнира наблюдается у нижнего течения р. Губерли, а также у р. Урала.

На современной форме антиклинория существенно сказались разломы. На всем его протяжении вдоль восточной границы метаморфического пояса протягивается глубокий и сложный разлом. Развитие этого разлома вызвало большие изменения в морфологии рассматриваемого антиклинория. По крутой поверхности разлома, преимущественно падающей на восток, было почти полностью опущено восточное крыло антиклинория и одновременно приподнята прилегающая часть его свода.

Западная граница метаморфического пояса хр. Урал-Тау отвечает преимущественно тектонической линии. Разлом, прослеживающийся

здесь, выражен главным образом надвигами. Примером в данном случае может служить надвиг метаморфических сланцев Урал-Тау на палеозойские породы восточного крыла Прикраинской синклинали.

Наблюдаются разломы и внутри зоны. Наиболее крупный из них проходит близ контакта максютовского и суваянского комплексов. К этому разлому приурочены интрузии габбро и гипербазитов. Таким образом, та часть антиклинория Урал-Тау, которая сложена древнейшими глубокометаморфизованными образованиями максютовского комплекса и ограничена с запада и востока разломами, представляет собой значительно приподнятый блок (Верхне-Сакмарский горст).

Присводовая полоса антиклинория и его крылья интенсивно дислоцированы. Здесь развиты разных порядков наклонные, опрокинутые и лежащие складки.

Выявляются две системы складчатости. В максютовском комплексе складчатость имеет преимущественно северо-восточное, а иногда север-северо-восточное, а в суваянском — субмеридиональное простирания. Первая система складчатости в своем образовании, по-видимому, связана с диастрофизмом конца нижнего протерозоя, а вторая — главным образом верхнего протерозоя. Такое представление о тектогенезе рассматриваемой зоны косвенно подтверждается фактами существенного различия в степени регионального метаморфизма между двумя указанными комплексами. Максютовский комплекс по сравнению с суваянским характеризуется глубоким и более древним прогрессивным метаморфизмом. Сильно перекристаллизованные породы его встречаются в виде галек в конгломератах последнего комплекса.

Наиболее сложно и интенсивно дислоцирован максютовский комплекс. В границах указанного выше Верхне-Сакмарского горста находится несколько поднятий, приуроченных к осевой части антиклинория и осложненных складками различных порядков. Считая с севера на юг, вдоль полосы максютовских пород последовательно располагаются следующие поднятия: Иткулово-Теканское, Талатшинское, Байкатлинское, Яманское, Сакмаро-Баракальское, Караяново-Ивановское и Федосеево-Шубинское. Амплитуда в этих структурах неодинакова: она меньше в трех первых поднятиях и больше в остальных четырех, располагающихся в полосе наибольшего воздымания оси антиклинория. В ядрах первых трех структур в поверхности эрозионного среза выходят породы чумакской свиты, а в последних четырех — яманташской.

Отмеченные поднятия являются структурами второго порядка. Все они осложнены складками третьего порядка, а эти последние четвертого и т. д. Наибольшую амплитуду имеют структуры третьего порядка. Простирание складок различное. В случае расположения в периклиналях они бывают вытянутыми на север-северо-восток и даже прямо на восток.

Для структур всех порядков довольно характерной чертой является асимметрия. Складки северо-восточного и северного простираний бывают наклонены, а иногда опрокинуты в восточных направлениях. В силу этого в границах Верхне-Сакмарского горста наблюдаются господствующие падения кливажа в западных румбах. Преобладающее значение имеют брахискладки. Многие складки, особенно более мелкие, бывают сильно сжатыми и сложнодеформированными и нередко разорванными.

Тектоника остальной части зоны Урал-Тау, где на поверхность выходят породы суваянского комплекса, характеризуется меньшей амплитудой складок второго порядка. Наблюдающиеся здесь вытянутые местные поднятия по своему размаху обычно не превышают мощности какой-либо одной свиты, а поэтому в эрозионном срезе между

стратиграфическим положением пород, слагающих ядро и крылья той или иной складки, нет большого различия. Складки преимущественно вытянуты субмеридионально соответственно общему положению метаморфического пояса. Характерен наклон таких складок в сторону осевой полосы антиклинория. Исключение наблюдается в тех случаях, когда толщи названного комплекса надвинуты с востока на запад (например у Белорецкой впадины) на палеозойские породы смежной зоны. В таких случаях мелкие складки бывают наклонены в сторону от упомянутой полосы, в данном примере — на запад.

Магнитогорская зона. Это вторая, считая с запада, зона, в которой в периоды формирования толщ и пликтивных структур существовала геосинклинальная обстановка, сохранившаяся почти до конца палеозоя. Данная зона находится восточнее антиклинория Урал-Тау. На западе от этого антиклинория расположена охарактеризованная выше Приурал-Тауская зона. Такое симметричное положение двух этих зон не находится в полном соответствии с их геологическим строением. В сложении Магнитогорской зоны принимают участие толщи ордовика, силура, девона и карбона. В Приурал-Тауской зоне нет установленного карбона, но зато, кроме ордовика, силура и девона, здесь существенную роль играют образования докембрия. Наибольшие мощности палеозойских отложений и более широкое распространение вулканогенных пород свойственны первой зоне. Для нее же характерны интрузии гипербазитовой, основной и кислой магмы. Типично отсутствие в описываемой зоне складок полуплатформенного типа, подобных Ирмельскому и Кракинскому поднятиям. В целом зона является сложным прогибом, значительно расширенным между параллелями с. Учалы и ст. Халилово. К северу и югу от этих широт прогиб постепенно суживается в связи с воздыманием его шарнира.

Строение прогиба очень сложное. В границах его находится ряд сравнительно крупных антиклинальных и синклинальных структур, вытянутых субмеридионально и расположенных более или менее параллельно друг другу. Со смежными зонами прогиб граничит по линии субмеридиональных глубоких разломов: на западе — Западно-Уралтауским, а на востоке — Биасско-Джусалинским. Меньшей протяженности разломы такого же направления наблюдаются и внутри прогиба.

Наиболее крупным нарушением, определившим основные черты прогиба, является меридиональная антиклинальная структура хр. Ирендык. Западнее ее располагается Присакмарская синклиналь, а восточнее — Магнитогорская. Все эти структуры осложнены антиклинальными и синклинальными складками третьего порядка и местами многочисленными мелкими деформациями. Сложность тектоники прогиба усугубляется присутствием внутри его значительного количества разрывов.

Современное тектоническое строение в основном связано с верхнепалеозойским орогенезом, но заложение и развитие прогиба в целом несомненно падает на начало палеозоя. Первые этапы формирования отмеченных выше структур второго порядка, вероятно, относятся к нижнему палеозою. Дальнейшее их развитие происходило в последующие эпохи палеозоя, о чем свидетельствуют перерывы в процессах осадконакопления и несогласия в залегании толщ. Разрывные нарушения, по-видимому, в основном имеют верхнепалеозойский возраст. О. А. Нестоянова же предположительно подразделяет их по времени заложения на доордовикские, силурийские, раннедевонские и девонские.

Урал-Гобольская зона в внутренних регионах геосинклинали. Восточнее Магнитогорского палеозойского прогиба через весь Южный Урал и далее на север протягивается широкая полоса, отличающаяся большой сложностью геологического строения.

В пределах ее выходят на поверхность образования докембрия, кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Причем в поперечных сечениях зоны нет строгой стратиграфической последовательности в залегании толщ. В них можно видеть контакты нижнего карбона с докембрием, или ордовиком, или силуром. Такая особенность связана со значительным развитием местных и региональных разломов типа сбросов и крутых надвигов, а также со сравнительно частым присутствием наложенных мульд разного размера.

Помимо указанных разрывных нарушений, тектоника характеризуется наличием пликативных складок разных порядков. Интенсивная дислоцированность отложений обязана в основном верхнепалеозойскому орогенезу. Кембрийские и докембрийские толщи, по-видимому, подвергались смятию под воздействием движений доордовикского тектогенеза.

Приуроченность зоны к внутренним частям геосинклинали сказана также на интенсивном проявлении в ее границах магматизма. Здесь находится большое количество крупнейших интрузий гранитов и гранито-гнейсов. По степени развития этих интрузий данная зона не имеет себе равных зон в границах всего Южного Урала. Присутствуют интрузии габбро, габбро-диоритов и гипербазитов. В сложении толщ различного возраста принимают участие вулканогенные породы разного состава. Таким образом, в рассматриваемой зоне происходила не только значительная интрузивная деятельность, но в разные периоды наблюдались и интенсивные излияния лав, и выбросы туфов.

Многие породы не только докембрия — кембрия, но и палеозоя в описываемой зоне перекристаллизованы до состояния гнейсов.

В Урало-Тобольской зоне выделяют, считая с запада на восток, следующие параллельно расположенные крупные тектонические структуры, меридионально ориентированные: Восточно-Уральский антиклинорий, Восточно-Уральский (Полтаво-Брединский) синклинорий, Тобольский антиклинорий и Притобольский синклинорий.

Общее строение земной коры зоны характеризуется многоярусностью, обусловленной перерывами в осадконакоплениях и различиями в тектонике толщ, разделенных стратиграфическими несогласиями.

ТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМЕННОЙ ОБЛАСТИ

Геологические исследования этой области в течение длительного времени в основном касались вопросов стратиграфии и почти не освещали ее тектонического строения. Отмечалось только общее плавное погружение пластов на запад от Уральского хребта. Лишь в 1928 г. группой геологов: В. А. Чердынцевым, Е. И. Тихвинской и др. в строении Белебеевского кантона было отмечено наличие западного крыла антиклинали, осложненной мелкими брахиантиклиналями.

В связи с поисками нефти с 1934 г. в Башкирии применяется структурная съемка, в результате которой в первый же год П. С. Черновым и К. Р. Чепиковым была установлена Муллинская (Туймазинская) структура.

В 1939 г. была опубликована одна из первых тектонических схем Башкирии (Носаль, Притула, Трофимук; 1939), согласно которой выделялись следующие районы: 1) область Горного Урала; 2) Предуральская депрессия; 3) Уфимское плато; 4) область платформы. Для познания региональной тектоники большое значение имели работы И. М. Губкина, обобщившего обширный материал и давшего схему тектонического строения всей Волго-Уральской области (Губкин, 1940). Представления о генезисе платформенных структур, господствовавшие до 1945 г., сво-

дильсь к предположению о решающем влиянии фаз складчатости или бокового давления в результате горообразования на Урале. Предполагалось, что складкообразовательные усилия, возникавшие в прошлом в соседних геосинклинальных областях воздействовали на осадочные образования платформы, а погребенные положительные формы докембрийского рельефа выполняли при этом боковом движении роль барьера. В таких условиях возникали линейные положительные структуры вроде предполагаемого Туймазинско-Краснокамского антиклинала (Мальцев, 1943).

Н. С. Шатский (1945 г.) выделил в Башкирии ряд крупных структур. Развивая взгляды А. П. Карпинского и А. Д. Архангельского, он объяснил образование платформенных структур вертикальными колебательными движениями. Многие положения, высказанные Н. С. Шатским, развивались в дальнейшем в ряде работ по тектонике Башкирии.

А. А. Трофимуком (1948 г.) была предложена схема тектонического районирования платформенной части Башкирии. Согласно этой схеме, по пермским отложениям выделяются меридионально вытянутые положительные структуры: 1) Рязано-Охлебининский вал; 2) Стерлибашево-Черкасинская антиклиналь; 3) Сараево-Аслыкульская антиклиналь; 4) Каран-Елгинская антиклиналь; 5) Михайловско-Ахундовская антиклиналь; 6) Туймазы-Ардатовская антиклиналь. На основании новых данных глубокого бурения в последние годы было изучено тектоническое строение по девонским и каменноугольным отложениям, дана схема строения по этим горизонтам, изучены причины и закономерности образования и несоответствия структур и намечено разделение их на типы.

Рассматриваемая часть Башкирии относится к восточному краю Русской платформы и характеризуется развитием типичных для платформы обширных пологих структур. Основной структурой кристаллического фундамента, по данным бурения, является обширное поднятие, получившее название Татарского свода. Это поднятие почти полностью расположено за пределами Башкирии, в Татарской АССР, и лишь частично входит в пределы изучаемой территории. (Рис. 41).

Абсолютные отметки на вершине свода, в районе Ромашкино — Минибаево, достигают 1500—1570 м, а в районе Туймазов — от 1550 до 1600 м. Поверхность кристаллических пород фундамента в наиболее возвышенной части является весьма пологой, образуя плоскую вершину свода. Ее границы примерно очерчиваются линией, которая соответствует западной границе распространения додевонских (бавлинских) отложений.

К востоку и югу от этой границы происходит весьма резкое погружение поверхности кристаллического фундамента, образуя как бы крутые склоны сводового поднятия. Погружение этой поверхности на участке Туймазы, Бавлы и Серафимовка на расстоянии 25—30 км составляет около 1500 м; наклон поверхности достигает 6—8°. Рельеф этой части кристаллического фундамента отличается расчлененностью. К востоку от Бавлов выделяется глубокая депрессия, протягивающаяся в широтном направлении. Здесь отметки кристаллических пород понижаются до 3000 м. Менее глубокая депрессия выделяется в районе Чекана и Михайловки, она ориентирована в северо-западном направлении. Кроме того, отмечается и более мелкая расчлененность этой поверхности в виде узких долинообразных углублений.

Такая форма рельефа кристаллического фундамента обязана влиянию двух факторов: длительной эрозии и древним послепалеозойским (и отчасти более молодым) тектоническим движениям.

На остальной части территории Западной Башкирии поверхность кристаллических пород фундамента характеризуется на основании данных количественной интерпретации магнитных аномалий, полученных

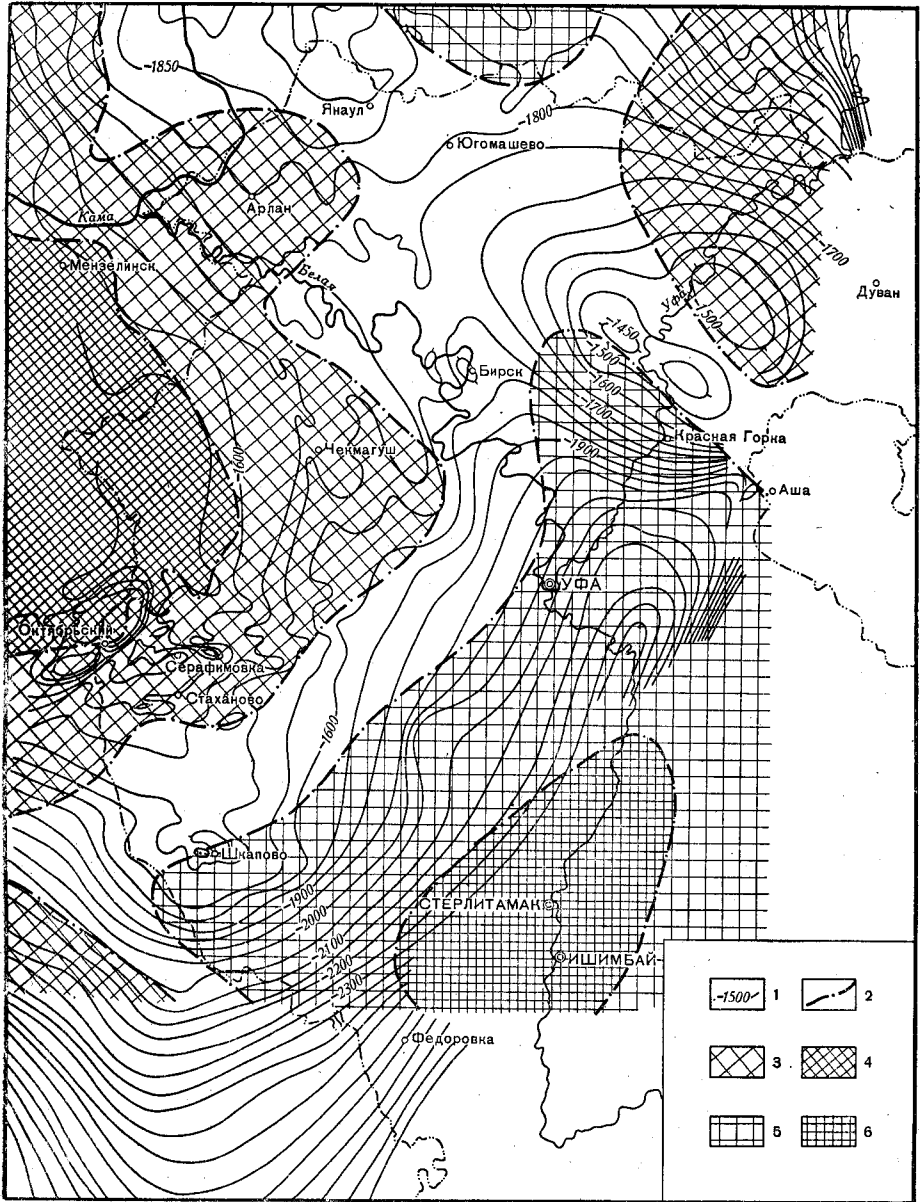


Рис. 41. Структурная карта платформенной части Башкирии

1 — изогипсы кровли пашийских и кыновских слоев; 2 — границы тектонических зон по поверхности кристаллического фундамента; 3 — сводовые поднятия поверхности фундамента; 4 — вершины сводных поднятий поверхности фундамента; 5 — впадины поверхности фундамента; 6 — наиболее погруженные части впадин поверхности фундамента

Ю. Н. Слеповым. По этим данным Татарский свод на территории Башкирии образует два выступа. Один из них прослеживается в широтном направлении от района Бакалов и Шарана в сторону Чекмагуша до р. Белой. Другой выступ, намеченный бурением в районе Мензелин-

ска, протягивается к северо-востоку в направлении дер. Карманово. Между этими выступами кристаллического фундамента к югу от Калтасов намечается прогиб, погружающийся к востоку.

Северный выступ кристаллического фундамента за широкой седловиной, расположенной в районе дер. Байкибашево, отделен от расположенного на востоке нового поднятия (окоптуренного, правда, весьма схематично), которое соответствует району Уфимского плато и протягивается от Дувана и Караиделя до ст. Чад.

Глубина залегания кристаллических пород фундамента увеличивается к востоку, достигая 5—6 км. Между с. Караидель и р. Белой, вероятно, происходит наибольшее погружение этой поверхности в виде широкого прогиба. Этот прогиб, погружаясь, развивается далее к югу и переходит в районе г. Стерлитамака и с. Федоровки в глубокую впадину с абсолютной глубиной залегания кристаллического фундамента около 7—8 км. Отсюда зона погружения прослеживается на запад в сторону Шкапово и далее за пределы Башкирии. К югу от этой впадины, как по данным бурения, так и по материалам геофизики, устанавливается отчетливое поднятие, протягивающееся от верховьев р. Мал. Кинеля к восток-юго-востоку вдоль южных границ Башкирии.

Таким образом, в структуре поверхности кристаллических пород выделяются три крупных поднятия: на западе Татарский свод, на северо-востоке Башкирский свод и на юго-западе, уже за пределами республики, Пилюгинский свод. Перечисленные сводовые поднятия разделяются обширной впадиной, прослеживающейся на севере в субмеридиональном направлении, а на юге — почти в широтном направлении. Наиболее погруженная часть этой впадины представляет собой, возможно, замкнутую котловину.

Судя по данным Пилюгинской скважины, южное сводовое поднятие лишено додевонских (бавлинских) отложений. Структура различных горизонтов додевонских отложений по своей форме занимает промежуточное положение между поверхностью кристаллического фундамента и девонскими слоями.

В верхней части разреза додевонских отложений наиболее отчетливой и наиболее изученной является подошва верхнебавлинских отложений. По этому горизонту центральное место также занимает обширная впадина, погружающаяся от северных районов Башкирии к югу почти на 1000 м, от отметок 2100 до 3000 м и отчасти к северу в сторону Пермской области. Погружение к югу наблюдается также от Туймазов к Шкапово.

Наиболее отчетливые крупные поднятия намечаются на северо-востоке в районе Дувана (к северу от выступа Кара-Тау) и затем на северо-западе в районе Орьебаша, Калтасов и Арлана; здесь отметки подошвы верхнебавлинских отложений порядка 1900—1880 м. Эта группа поднятий тяготеет к выступу кристаллического фундамента в Мензелинско-Актанышском районе Татарии. Верхняя поверхность бавлинских отложений размыта.

Структура вышележащих горизонтов палеозойских образований значительно отличается от структуры додевонских отложений. Главное значение здесь приобретают две области крупных поднятий: Татарский свод на западе и Башкирский на востоке.

Депрессия в центральной части области уже не прослеживается, а на ее месте на юге наблюдается моноклиальное падение слоев к востоку. Район Шкапово является относительно приподнятым. Южнее Шкапово горизонты имеют общий наклон к югу. Поднятие, отмеченное по додевонским отложениям на северо-западе Башкирии (в районе Калтасов), в вышележащих отложениях отсутствует.

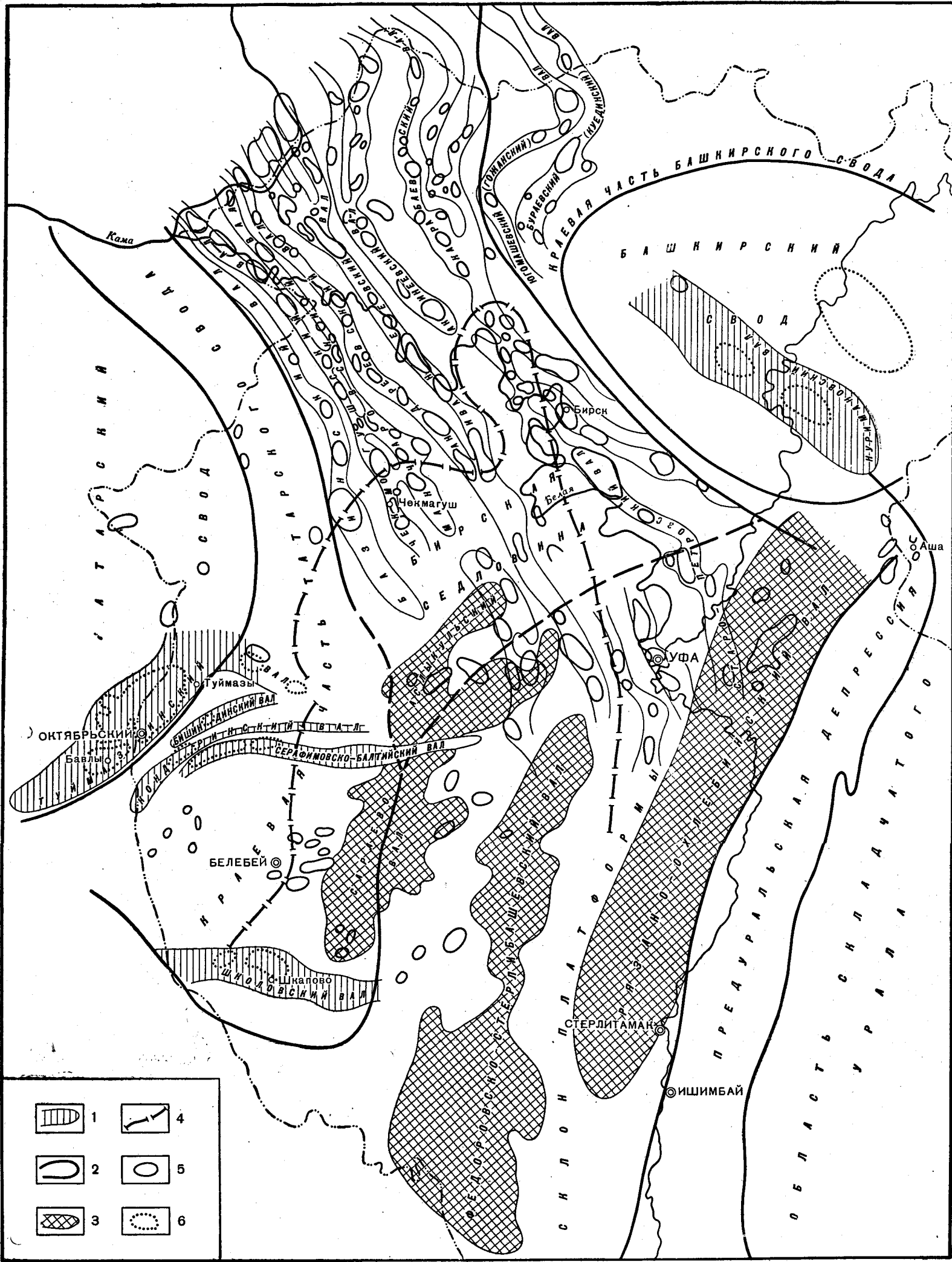


Рис. 42. Тектоническая схема платформенной части Башкирского Приуралья

1 — вали, установленные по девонским отложениям; 2 — вали, установленные по каменноугольным и сакмаро-артинским отложениям; 3 — вали, прослеживаемые только по верхнепермским и кунгурским образованиям; 4 — граница распространения соли в отложениях кунгурского яруса; 5 — контуры нижнепермских поднятий; 6 — контуры девонских поднятий

С другой стороны, по девонским и каменноугольным отложениям выделяется много положительных структур, отсутствующих по додевонским горизонтам. В частности, на месте глубокой депрессии в рельефе кристаллического фундамента, протягивающейся к востоку от Бавлов и заполненной додевонскими отложениями, прослеживается полоса положительных структур.

Приподнятое положение Шкаповского района также соответствует погружению кристаллических пород фундамента. Поверхность кровли пашийских (и кыновских) слоев наиболее приподнята на крайнем западе Башкирии у границ с Татарией и вблизи тектонического выступа Кара-Тау. В обоих этих районах отметки составляют 1450—1500 м. Понижение между указанными приподнятыми участками равно 300 м. Наибольшее погружение доходит до отметок 2350 м и ниже (район Охлебинино). Зона пониженного залегания пашийских слоев, вероятно, протягивается далее к югу от Охлебинино к г. Стерлитамаку.

В соответствии с гипсометрией горизонтов девона, карбона и отчасти перми по морфологическому признаку в пределах рассматриваемой территории могут быть выделены следующие структуры первого порядка, которые отличаются также и по своему историческому развитию. (Рис. 42).

1. Татарский свод — крупное поднятие на западе, расположенное большей своей частью за пределами Башкирии. С востока и юго-востока к нему примыкает относительно приподнятая зона — краевая часть Татарского свода.

2. Башкирский свод — обширное поднятие в северо-восточной части Башкирии, примыкающее к тектоническому выступу Кара-Тау; краевая часть Башкирского свода представляет собой его погружение (к северу и западу).

3. Бирская седловина, разделяющая эти своды. К северу за пределами Башкирии она сливается с обширной Верхне-Камской впадиной, погружающейся к северу.

4. Восточный моноклиальный склон платформы, расположенный к юго-востоку от Татарского свода (краевой его части) и Бирской седловины.

В размещении крупных сводовых структур первого порядка намечается связь с поднятиями Урала. Так, расположение Башкирского свода согласуется с общим подъемом Урала и выступом Кара-Тау. На этой же широте расположен Татарский свод. Предполагается, что все эти структуры имеют древнее заложение.

К перечисленным крупным структурам первого порядка приурочены более мелкие структуры: валы и связанные с ними локальные поднятия. Установленные по девонским отложениям наиболее четкие валы расположены главным образом на склонах сводов или на их вершинах.

В пределах Татарского свода и его краевой части по девонским отложениям выделяется несколько валов. Наиболее известен Туймазинский вал, включающий структуры Бавлинскую, Александровскую, Туймазинскую и разделяющийся на две параллельные полосы поднятий. К этому району примыкает зона приподнятого положения слоев (в виде «структурного носа») на участках Михайловском и Копейкубовском. По аналогии с юго-восточным и южным склонами Татарского свода можно предполагать, что и на восточном его склоне к северу от Туймазов будут обнаружены новые положительные структуры в девонских слоях.

В краевой части Татарского свода, юго-восточнее Гуймазинского поднятия, прослеживается почти широтный Серафимовско-Балтаевский вал, к которому приурочены структуры (с запада на восток): Серафимовская, Константиновская, Балтаевская и Ленинская. К северу от этой группы структур выделяются еще два вала: Кандринский, включающий Леонидовскую структуру, и Бишиндинский. Все три вала дугообразно изогнуты выпуклой частью к северу и располагаются, в общем, параллельно друг к другу. На юге рассматриваемой зоны (краевой части Татарского свода) расположен Шкаповский вал. Этот вал также имеет широтное простираение и протягивается к западу и востоку от Шкапово. Его восточное продолжение намечается по залеганию верхних горизонтов.

Между Шкапово и Серафимовкой расположено несколько небольших куполовидных структур, таких, как Стаханово, Белебей и др.

Они также группируются в широтные зоны, прослеживающиеся в районах Стаханово и Белебей. Кроме этих структур, к югу от Шкапово по пермским горизонтам имеются небольшие положительные структуры.

В пределах Башкирского свода и его краевой части выделяется несколько положительных локальных структур. К ним относятся довольно крупные овалы поднятия: Нуримановское (Седяшское) и Красно-Ключевское и параллельное им — Караидельское на вершине свода, затем Куединское и Югомашское и другие поднятия на севере Башкирии, приуроченные к Куедино-Гажанскому валу, и Культюбинская структура на южном склоне свода.

В Бирской седловине валам по девонским горизонтам отвечают пологие приподнятые зоны в виде «структурных носов», погружающихся на севере в северо-западном, а на юге — в юго-западном направлениях. Замкнутые поднятия здесь весьма редки и имеют очень небольшую амплитуду. Более отчетливые замкнутые куполовидные структуры следует ожидать в центральной наиболее приподнятой части Бирской седловины (на фоне пологих валов).

В других районах Башкирии значительных и отчетливых положительных структур по девонским отложениям пока не установлено, если не считать намечающихся поднятий в Приуфимском районе (Охлебинино). В общем, выявляется преимущественная приуроченность положительных структур девонских горизонтов к Татарскому и Башкирскому сводам и их краевым частям, т. е. к областям древних крупных поднятий, уже существовавших в девонское время. В областях древних девонских впадин, в частности в Бирской седловине, поднятия девонских слоев выражены слабо; большинство положительных структур верхних горизонтов не находит своего отражения в девонских слоях.

Можно предположить, что такие поднятия, хорошо отображенные по девонским слоям, имеют более древний возраст, чем структуры, не отображенные по этим горизонтам. Таким образом, намечается генетическая связь положительных девонских локальных структур преимущественно с более древними крупными поднятиями первого порядка. Последняя особенность может иметь практическое значение в деле поисков нефтяных месторождений.

Общий структурный план девонских слоев в несколько сглаженной форме сохраняется и по вышележащим отложениям карбона и слабо отображается по пермским отложениям. По горизонтам верхней части палеозойского разреза выделяются все основные крупные структуры, установленные для девонских слоев: Татарский свод, Башкирский свод, Бирская седловина, моноклиальный склон.

Для горизонтов карбона характерно несколько менее четкое отображение крупных структур (Татарского и Башкирского сводов и др.) и появление ряда более мелких структур второго и третьего порядков, слабо отображенных по нижележащим горизонтам девона. В частности, это можно сказать про отдельные поднятия в краевой части Татарского свода: Копей-Кубовское, Ардатовское, Бакалинское, Южно-Леонидовское (Стахановской площади). То же наблюдается и в районе Бирской седловины, где многие структуры третьего порядка по девонским отложениям пока не прослежены.

Максимальные колебания отметок кровли угленосного горизонта составляют около 1000 м—от 930 м в Туймазах, до 2000 м в Охлебинино и Стерлибашево. На вершине Башкирского свода отметки ниже, чем в Туймазах, и равняются 1087 м.

По каменноугольным и нижнепермским отложениям в пределах Бирской седловины установлены валы (с востока на запад): Карабаевский, Иванаевский, Андреевский, Чекмагушский и Базинский, к которым приурочено большое число локальных куполовидных структур. К востоку от Карабаевского вала намечается новый вал, примыкающий к краевой части Башкирского свода. Эти валы разделяются депрессиями. Наиболее отчетливыми являются валы Карабаевский и затем Иванаевский, приуроченные к центральной, погруженной части Бирской седловины. Распространение выделенных валов не ограничивается разбуренной площадью, а охватывает территорию далее к юго-востоку. Так, Карабаевский вал прослеживается до г. Уфы. За пределами седловины (к востоку и западу) новые валы пока не обнаружены, но их наличие вполне вероятно.

Главным отличием структур Бирской седловины (от описанных выше других структур второго порядка) является их более молодой возраст. Начало формирования структур относится, вероятно, к каменноугольному или в некоторых частях к пермскому периодам. Это видно из того, что многие структуры, приуроченные к валам Бирской седловины (в отличие от структур, начавших формироваться в девонское время), характеризуются выполаживанием с глубиной в девонских, а иногда и в каменноугольных отложениях.

Однако не исключено, что среди этих структур могут располагаться также более древние структуры, заложенные в девонское время.

Еще большие отличия от нижележащих горизонтов имеет структура нижнепермских горизонтов. Эта часть разреза хорошо изучена благодаря большому числу пробуренных структурно-поисковых скважин, которые проходят кунгурские и артинские отложения. Приподнятое положение нижнепермских отложений, прослеживаемое по артинским отложениям к северу от выступа Кара-Тау, известно под названием Уфимского плато; к востоку от него выделяется Юрюзано-Сылвенская депрессия. Уфимское плато по своему местоположению не соответствует Башкирскому своду, установленному по горизонтам девона и карбона; оно расположено восточнее сводового поднятия девонских слоев.

К югу от г. Уфы, в районе, соответствующем моноклинальному склону платформы, по нижнепермским отложениям также наблюдается общий моноклиальный наклон к юго-востоку.

Менее четко выделяется Бирская седловина. Валы здесь представляются более пологими, чем по горизонтам карбона, однако все они могут быть прослежены. В центре Бирской седловины между Карабаевским и Иванаевским валами отметки кровли репера (в основании кунгурского яруса) около 200 м.

От Бирской седловины прслеживается общий подъем опорного горизонта: к востоку на несколько сотен метров, а к западу, к Татар-

скому своду, до 150 м. От района Туймазов и Серафимовки на юг к Шкапово наблюдается общий наклон, осложненный структурными террасами и приуроченными к ним куполовидными поднятиями. Это погружение наиболее крутое у границ Башкирии. Отметки здесь около 400—450 м. Общие колебания отметок по реперу для изученной территории не менее 500 м. Для структуры нижнепермских отложений характерно также наличие ряда куполовидных поднятий, вероятно, относительно молодого возраста, которые не отображаются уже по верейскому горизонту и по нижележащим отложениям. К ним относятся поднятия Далекановское, Шафрановское и др., выделенные в зоне моноклиналиного склона платформы. Кроме того, некоторые поднятия, весьма отчетливые по горизонтам девона и карбона, слабо отображены по реперу. Одним из примеров этого может служить структура Шкаповского месторождения и других поднятий юго-запада Башкирии.

Структура верхнепермских отложений характеризуется общим подъемом к востоку и юго-востоку в результате регионального нарастания мощности кунгурских и верхнепермских отложений в этом направлении. Наиболее высокие отметки кровли нижеказанского подъяруса (+450) наблюдаются на юго-востоке платформенной Башкирии в Стерлибашево. Отсюда полоса приподнятого залегания верхнепермских и кунгурских отложений, соответствующая Федоровско-Стерлибашевскому валу, протягивается к северу и югу. Западнее, параллельно и кулисообразно по отношению к нему, протягивается Сараево-Аслыкульский вал, состоящий, как и предыдущий, из ряда локальных структур. Поднятия самого восточного края платформы, образующие Рязано-Охлебининский вал, сложены на поверхности кунгурскими отложениями. Перечисленные валы расположены в зоне моноклиналиного склона платформы. Они имеют параллельное Уралу, почти меридиональное простираие. Приуроченные к ним локальные поднятия: Федоровское, Стерлибашевское, Каргалинское, Елатминское, Сараевское и др., выделенные по верхнепермским отложениям и имеющие по ним значительную амплитуду (более 100 м) и большие размеры по площади, не отражаются на глубине по артинским отложениям. Последние имеют здесь общий моноклиналиный наклон к востоку. Исследования показали, что поднятия Федоровско-Стерлибашевского и Сараево-Аслыкульского валов образованы в результате вторичных раздувов галогенных пород и главным образом каменной соли кунгурского яруса вследствие ее пластических деформаций, протекавших в новейшее время (Розанов, 1957). Происхождение Рязано-Охлебининского вала, расположенного за пределами развития соли, пока остается невыясненным.

Приподнятое залегание пермских пород нижеказанского подъяруса на отметках около +260 м наблюдается также на Туймазинской структуре и далее к северо-востоку от Туймазов, в сторону Чекмагуша. К западу от этих поднятий выделяется обширная «структурная терраса» на отметке +156 м, охватывающая район Татарского свода, который отображен по пермским отложениям весьма слабо. В районе Башкирского свода и в большей части Северной Башкирии верхнепермские отложения отсутствуют.

ТЕКТОНИКА ПРОМЕЖУТОЧНОЙ ОБЛАСТИ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН)

Предуральский прогиб.

Центральные и западные части Предуральского прогиба представляют собой зону глубокого залегания протерозойских отложений и широкого развития образований палеозоя, а в ряде мест и мезозоя.

Очерченная грубая схема является в общих чертах справедливой для всего протяжения прогиба. Она нарушается только в двух местах: на Полюдовом Камне и Каратауском массиве, в которых крупными радиальными перемещениями выведен на дневную поверхность фундамент прогиба. Различный ход истории развития отдельных частей прогиба привел к большому разнообразию состава и мощностей выполняющих его отложений палеозойского возраста, а также к многообразию развитых в его пределах форм тектонических нарушений.

Первые представления об общих чертах тектоники Приуралья сложились после путешествий Палласа (1773), И. Лепехина (1814) и других исследователей XVIII столетия. Они, как известно, сводились к тому, что по мере приближения к Уралу слои обнаруживают постепенное поднятие и, говоря современным языком, образуют крупную моноклинали, обращенную в сторону Русской равнины. В пределах этой моноклинали Р. И. Мурчисон и др. (1849) в последующем описали крупную антиклинальную складку, в сводовой части которой выступают известняки «каменноугольной формации», образующие Стерлитамакские горы-одиночки (шиханы).

Ко второй половине XIX века относятся работы Антипова и Н. Г. Меглицкого (1858), А. П. Карпинского (1839), Ф. Н. Чернышева (1886, 1889), А. А. Штукенберга (1899) и других исследователей, заложивших фундамент современных представлений о тектонике области. Наиболее подробно в работах названных исследователей были охарактеризованы структуры западного склона Урала и менее детально — дислокации Южного Приуралья.

Первые 20 лет XX столетия ознаменовались появлением ряда работ по стратиграфии палеозойских отложений Приуралья и западного склона Урала (Нечаев, 1896, 1915), содержащих ряд ценных сведений о характере тектонических движений в бассейне р. Белой. К этому же времени относятся работы Н. Н. Тихоновича (1908) и Д. Н. Соколова (1912) по Актюбинскому и Оренбургскому Приуралью. Крупные шаги в познании геологии зоны и ее тектоники были сделаны начиная с 1929 года — начала интенсивных комплексных исследований Приуралья, связанных с поисками в его недрах нефтяных месторождений. С этого времени было начато в ряде мест глубокое бурение; обширные площади стали покрываться различными видами геофизических съемок (гравиметрической, электрометрической, магнитометрической, сейсмической); начала производиться систематическая геологическая съемка области. В процессе проведения этих работ был собран обширный материал. Итоги этого этапа исследований отражены в трудах С. С. Осипова (1934), А. А. Богданова (1935, 1947), Н. С. Шатского (1945), Б. М. Келлера и др.

Каратауский комплекс. В пределах рассматриваемой территории Предуральский прогиб разделяется на две неравные части высоко поднятым массивом, состоящим из ряда куполовидных поднятий и моноклиналильных блоков. Этот выступ фундамента краевого прогиба получил от Н. С. Шатского название каратауского комплекса. Общее расположение системы структур каратауского комплекса видно на прилагаемой карте. Рассмотрение этой карты дает возможность выделить в пределах всего сооружения две области.

Юго-восточная часть поднятия Кара-Тау, находящаяся на продолжении краевого прогиба, состоит из ряда брахиантиклинальных поднятий, в сводовой части которых выходят кварцевые песчаники зильмердакской свиты. Складки эти построены однотипно и имеют широкие плоские своды, относительно пологие юго-восточные и очень крутые северо-западные и западные крылья. Крылья складок зачастую ослож-

нены крупными разломами, по которым девонские и каменноугольные отложения приведены в непосредственное соприкосновение с зильмердакскими песчаниками. Иногда брахиантиклинали располагаются линейно, образуя обширные дуги, обращенные своей выпуклостью к северо-западу. Внешнюю из этих дуг образует система куполов Яшкурт, Веселовского, Миньярского, Высокашки, а внутреннюю — антиклинали Березовых гор.

В северо-восточной части каратауского комплекса выделяется крупная Сулеймановская антиклиналь. К западу от нее расположена обширная Симская мульда, ограниченная со всех сторон положительными структурами. Симская мульда, выполненная породами ассельского, сакмарского и артинского ярусов и представляющая собой южное окончание северной ветви краевого прогиба, отделяется от южной Симско-Усольской его части Каратауским поднятием. Таким образом, обе ветви прогиба кулисообразно подставляют друг друга.

Северо-западная часть каратауского комплекса, захватывающая восточную окраину Русской платформы, состоит из двух крупных моноклиналиных блоков северо-восточного простирания, ограниченных с северо-запада крутыми разломами. В наиболее поднятой своей части моноклиналиные блоки сложены зильмердакскими песчаниками, наклоненными к юго-востоку под углом $45-60^\circ$; вниз по падению они сменяются все более молодыми отложениями, залегающими более полого. Каменноугольные породы, формирующие опущенную часть структур, залегают с наклоном не свыше $10-15^\circ$.

С северо-запада структура Кара-Тау ограничена крупным разломом амплитудой до 2000 м (Шатский, 1945). Примыкающие к этому разлому нижнепермские известняки опущенного крыла наклонены в сторону поднятия. О крутизне поверхности разлома свидетельствует прямолинейность тектонического контакта, не образующего заметных изгибов в крупных балках. Столь же значительным является разлом, ограничивающий сооружение Кара-Тау с юго-запада. Разлом этот устанавливается по резкому несоответствию в северо-восточном простирании структур внутренней части поднятия, сложенных породами докембрия, девона и карбона, и в юго-западном простирании нижнепермских толщ опущенного блока, образующих вблизи Ашинского разлома моноклинали шириной 3—5 км. При продвижении с северо-запада на юго-восток вдоль этой моноклинали появляются более древние отложения; вместе с тем залегание их становится все более крутым (р. Аша — P_1 $\angle 15-20^\circ$, р. Сим C_3 $\angle 45-60^\circ$, р. Ук — C_2 $\angle 70-80^\circ$).

Рассмотрение фаций каменноугольных и нижнепермских отложений показывает, что возникновение структур каратауского комплекса связано с вертикальным перемещением отдельных блоков, но не с горизонтальными перемещениями, как это считал Г. Н. Фредерикс и другие исследователи. Крупные разломы, свойственные этому сооружению, образовались в результате отстаивания отдельных участков при общем подъеме в условиях сжатия при формировании складчатых структур. Поэтому такие разломы не являются сбросами, но могут рассматриваться как крутые взбросы (Келлер, 1945).

Выше указывались существенные различия в строении частей каратауского комплекса, охватывающих краевой прогиб и восточную окраину Русской платформы. Первой из них свойственны брахиантиклинали, второй — моноклиналиные структуры второго порядка, купола и брахиантиклинали, которые часто бывают замаскированы нижнепермскими рифами и многими исследователями рассматриваются как атектонические формы. Во внутренней части Кара-Тау к той же системе куполов может быть причислен Биянский купол, расположенный в сред-

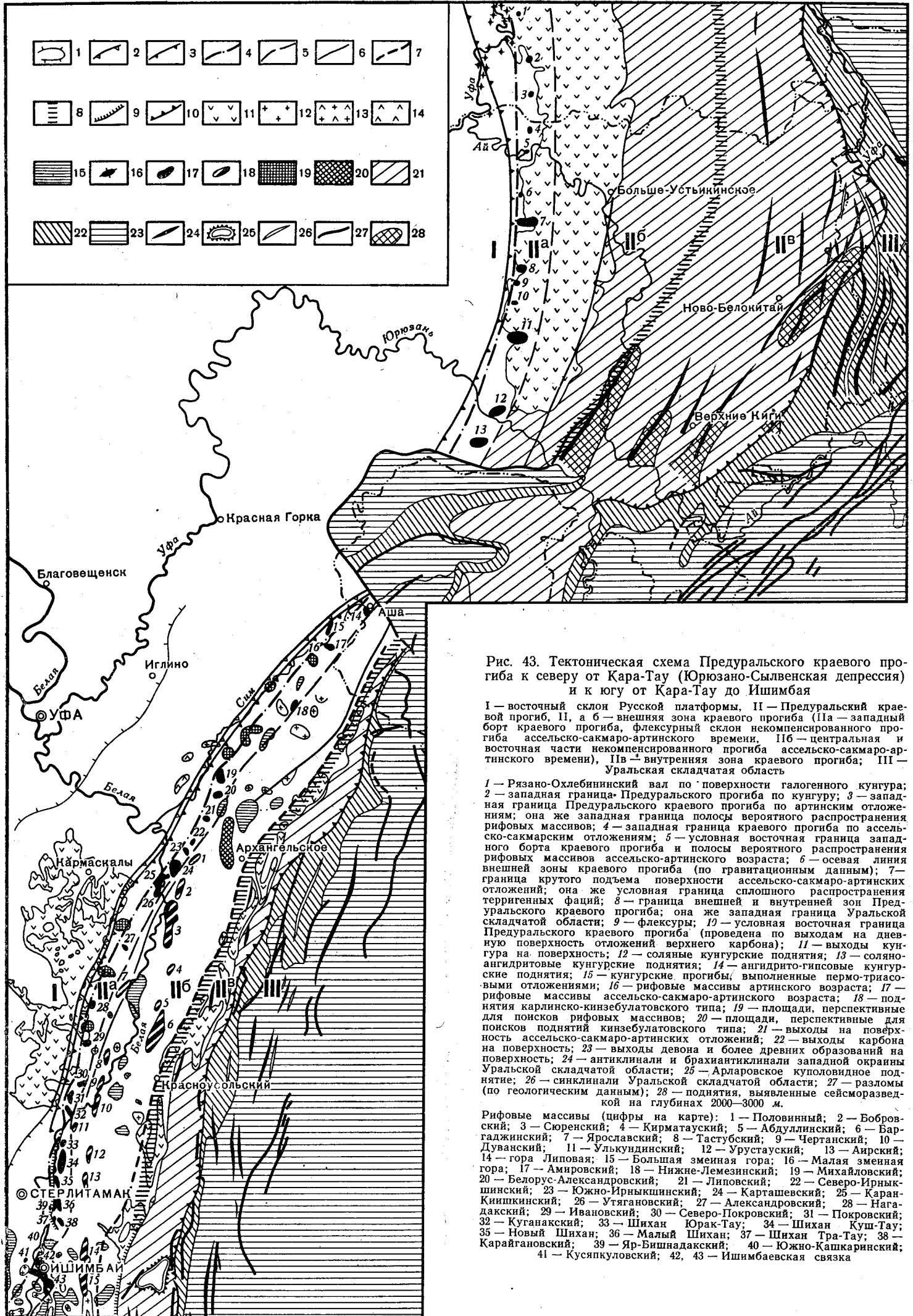


Рис. 43. Тектоническая схема Предуральского краевого прогиба к северу от Кара-Тау (Юрюзано-Сылвенская депрессия) и к югу от Кара-Тау до Ишимбая

I — восточный склон Русской платформы, II — Предуральский краевой прогиб, IIa — внешняя зона краевого прогиба (IIa — западный борт краевого прогиба, флексурный склон некомпенсированного прогиба асельско-сакмаро-артинского времени, IIb — центральная и восточная части некомпенсированного прогиба асельско-сакмаро-артинского времени), IIв — внутренняя зона краевого прогиба; III — Уральская складчатая область

1 — Рязано-Охлебининский вал по поверхности галогенного кунгура; 2 — западная граница Предуральского прогиба по кунгуру; 3 — западная граница Предуральского краевого прогиба по артинским отложениям; она же западная граница полосы вероятного распространения рифовых массивов; 4 — западная граница краевого прогиба по асельско-сакмарским отложениям; 5 — условная восточная граница западного борта краевого прогиба и полосы вероятного распространения рифовых массивов асельско-артинского возраста; 6 — осевая линия внешней зоны краевого прогиба (по гравитационным данным); 7 — граница крутого подъема поверхности асельско-сакмаро-артинских отложений; она же условная граница сплошного распространения терригенных фаций; 8 — граница внешней и внутренней зон Предуральского краевого прогиба; она же западная граница Уральской складчатой области; 9 — флексуры; 10 — условная восточная граница Предуральского краевого прогиба (проведена по выходам на дневную поверхность отложений верхнего карбона); 11 — выходы кунгура на поверхность; 12 — соляные кунгурские поднятия; 13 — соляно-ангидритовые кунгурские поднятия; 14 — ангидрито-гипсовые кунгурские поднятия; 15 — кунгурские прогибы, выполненные пермо-триасовыми отложениями; 16 — рифовые массивы артинского возраста; 17 — рифовые массивы асельско-сакмаро-артинского возраста; 18 — поднятия карлинско-кинзебулатовского типа; 19 — площади, перспективные для поисков рифовых массивов; 20 — площади, перспективные для поисков поднятий кинзебулатовского типа; 21 — выходы на поверхность асельско-сакмаро-артинских отложений; 22 — выходы карбона на поверхность; 23 — выходы девона и более древних образований на поверхность; 24 — антиклинали и брахиантиклинали западной окраины Уральской складчатой области; 25 — Арларовское куполовидное поднятие; 26 — синклинали Уральской складчатой области; 27 — разломы (по геологическим данным); 28 — поднятия, выявленные сейсморазведкой на глубинах 2000—3000 м.

Рифовые массивы (цифры на карте): 1 — Половинный; 2 — Бобровский; 3 — Сюренский; 4 — Кирматауский; 5 — Абдуллинский; 6 — Баргаджинский; 7 — Ярославский; 8 — Тастубский; 9 — Чертанский; 10 — Дуванский; 11 — Улькундинский; 12 — Урустауский; 13 — Айрский; 14 — гора Липовая; 15 — Большая змеиная гора; 16 — Малая змеиная гора; 17 — Амировский; 18 — Нижне-Лемезинский; 19 — Михайловский; 20 — Белорус-Александровский; 21 — Липовский; 22 — Северо-Ирныкшинский; 23 — Южно-Ирныкшинский; 24 — Карташевский; 25 — Каракиштинский; 26 — Утягановский; 27 — Александровский; 28 — Нагадский; 29 — Ивановский; 30 — Северо-Покровский; 31 — Покровский; 32 — Куганакский; 33 — Шихан Юрак-Тау; 34 — Шихан Куш-Тау; 35 — Новый Шихан; 36 — Малый Шихан; 37 — Шихан Тра-Тау; 38 — Карайгановский; 39 — Яр-Бишнадакский; 40 — Южно-Кашкаринский; 41 — Кусянкуловский; 42, 43 — Ишимбаевская связь

ней части течения р. Миньяра (Келлер, 1945). К сходным по морфологии и генезису структурам, осложняющим крылья крупных прогибов, относится Серпеевский купол южного борта Симской мульды, подробно изученной А. П. Тяжевой. Вторым типом небольших структур второго порядка, осложняющих крылья крупных поднятий, являются так называемые структурные носы. К ним относятся Колослейская антиклиналь, осложняющая северное окончание Серпеевского купола, и другие структуры. Эти нарушения еще очень плохо изучены. Они, несомненно, представляют большой интерес. По мнению Б. М. Келлера (1945), близкие им по типу структуры развиты в зоне распространения рифовых массивов, где они многими исследователями связываются не с тектоникой, а с процессом рифообразования.

Изучение фаций нижнепермских отложений по периферии каратауского комплекса показывает, что структуры эти возникли в нижней перми. Рост частных куполовидных поднятий особенно интенсивно протекал в сакмарское и артинское время. Впоследствии (после перми) сформировались моноклинальные блоки и вся структура была поднята общими восходящими движениями. Наличие поднятия каратауского комплекса определило существенное различие в строении нижнепермских отложений краевого прогиба в северном и южном его отрезках.

Предуральский прогиб к северу от массива Кара-Тау. Севернее Кара-Тау этот прогиб назван В. Д. Наливкиным Юрюзано-Сылвенской депрессией. (Рис. 43). Указанная структура имеет резко асимметричную форму, чрезвычайно плавные очертания и большую ширину. Ось прогиба в пермских слоях проходит в непосредственной близости от восточного крыла Уфимской плакантиклинали (Шатский, 1945) и на геологической карте намечается полосой выходов кунгурских отложений, которые слагаются здесь преимущественно терригенными образованиями с отдельными горизонтами гипсов и ангидритов. Строение крыльев Юрюзано-Сылвенской депрессии резко асимметрично. В то время как на восточном крыле развиты терригенные толщи сакмарского и артинского ярусов общей мощностью 1500—2000 м, на западе эти терригенные толщи в ряде горизонтов замещаются известняками, мощность которых не превышает 500—600 м. Залегание этих отложений в центральной части депрессии очень пологое. В. Д. Наливкин указывает, что на восточном крыле структуры в окрестностях с. Усть-Икинского угол наклона слоев равен 30° , у с. Дуванского увеличивается до 1° . Значительно круче западное крыло, где углы наклона достигают $3-5^\circ$.

Спокойное пологое залегание слоев Юрюзано-Сылвенской депрессии осложняется появлением структур второго порядка. Среди них наиболее значительными являются Месягутовская, Таймеевская, Куткантауская и другие антиклинали, детально изученные В. Д. Наливкиным, Н. Г. Чочиа и С. М. Домрачевым. Эти четко выраженные структуры имеют северо-восточное простирание, асимметричную форму. Наиболее значительная среди них Месягутовская протягивается более чем на 40 км. Большинство указанных структур согласно общему погружению Юрюзано-Сылвенской депрессии полого погружаются к северу.

Другим типом структур второго порядка, развитым в южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии, являются своеобразные поднятия, сложенные нижнепермскими (сакмарскими и артинскими) рифовыми известняками. Эти образования некоторые авторы рассматривают как рифовые сооружения, не связанные с тектоническими структурами. Наклонное залегание слоев, покрывающих массивные известняки, рассматривается как первичный наклон осадков, облекающих тело рифа. Указанная точка зрения отстаивается В. Д. Наливкиным Н. Г. Чочиа

и др. Многие геологи, (Шатский, Маслов, Келлер), напротив считают, что поднятия рифовых известняков представляют собой тектонические структуры, замаскированные образованием на них рифовых массивов и их последующей эрозией.

В последние годы бурением выяснено, что в южной части Предуральского прогиба рифовые массивы вытянуты в одну линию, а в полосе поднятий, расположенной восточнее, рифовых образований нет.

Рифовые массивы располагаются цепочкой вдоль западного края Юрюзано-Сылвенской депрессии, однако в отличие от южной ветви Предуральского прогиба они не вытянуты в одну линию, а занимают сравнительно широкую полосу— до 15 км. В пределах этой полосы они то выступают на поверхность (гора Акбаш-Тау), то скрыты на глубине, проявляясь на поверхности в виде куполовидных поднятий в терригенных толщах артинского и кунгурского возраста.

Однообразное пологое залегание слоев Юрюзано-Сылвенской депрессии при приближении к Уфимскому амфитеатру сменяется более сложными структурными формами. По данным А. В. Хабакова, к востоку от Белокатая терригенные толщи сакмарского и артинского ярусов собраны в систему почти симметричных складок с углами наклона крыльев до 50—60°. Тем самым осуществляется переход к сложным складчатым структурам Уфимского амфитеатра.

Предуральский прогиб к югу от массива Кара-Тау. К югу от массива Кара-Тау Предуральский краевой прогиб вновь приобретает отчетливые очертания, западный борт и центральная часть его намечаются весьма четко. Восточное крыло сильно приподнято и осложнено складчатостью, благодаря чему границу между краевым прогибом и складчатой зоной Урала можно провести лишь условно. Очертания восточной границы прогиба, изменявшей свое положение в процессе его формирования, могут быть реконструированы с известным приближением для девонской эпохи и последующего времени палеозойской истории развития прогиба. Последние этапы замыкания прогиба, относящиеся к концу пермского и началу триасового времени, зафиксированы контурами его центральных наиболее глубоких частей.

Восточное крыло Предуральского прогиба к югу от Кара-Тау. Восточный борт краевого прогиба к югу от Кара-Тау может быть условно проведен по подъему известнякового фундамента, благодаря которому на дневную поверхность выведены каменноугольные, девонские и более древние породы. При этом в одних случаях девонские и каменноугольные толщи фундамента пологие погружаются к западу, в других— быстро уходят на глубину благодаря наличию крутой флексуры, вдоль которой породы круто поставлены либо запрокинуты и наклонены на восток под углом 60—80°. Указанная флексура, хорошо заметная к югу от широты Ишимбая, не является непрерывной. Она состоит из ряда отрезков и связана с западными крыльями отдельных антиклинальных складок. Эта система структур ограничена с запада краевым прогибом, а с востока крупным региональным разломом, который назван Н. С. Шатским Зильмердакским надвигом.

Центральные части краевого прогиба южнее Кара-Тау характеризуются большой глубиной залегания фундамента и широким развитием резко выраженной дисгармонии в тектонике докунгурских, кунгурских и более молодых образований. Здесь выделяются три комплекса пород, отличающихся различным режимом тектоники. Эти комплексы следует рассматривать как три структурных яруса.

Нижний ярус сложен артинскими, сакмарскими, ассельскими, каменноугольными и более древними образованиями. Он характеризуется наличием резко выраженных горстовидных нарушений дна про-

гиба. Подобные нарушения вскрыты большим числом скважин и выступают на поверхность в ряде мест Ишимбаево-Стерлитамакского Приуралья. Это Николаевско-Воскресенская, Шиханская, Карлинская и Кинзбулатовская структуры.

Николаевско-Воскресенская структура имеет вид крупного асимметричного поднятия, вытянутого в долготном направлении от р. Усолки на юге до р. Инзера на севере, на протяжении около 60 км. Западное крыло характеризуется флексуорообразной формой. Кунгурские породы в его пределах наклонены под углом 70° — 80° . Восточное крыло пологое. Породы здесь обычно наклонены на восток под углом 3 — 4° . Амплитуда поднятия точно не определена. По-видимому, она превышает 700—800 м по поверхности артинских отложений. Разведочные скважины, пробуренные в районе горы Воскресенка и у дер. Николаевки, показали, что структура осложнена крупными дизъюнктивными нарушениями типа взбросов, точный характер которых остался невыясненным.

Характерной чертой Николаевско-Воскресенской структуры является отсутствие проявления дисгармонии тектоники кунгурских и более древних образований. Кунгурские отложения повторяют в сглаженном виде изгибы поверхности артинских слоев. Они значительно сокращаются в мощности надсводовой частью поднятия и как бы облекают резкий горстообразный выступ артинского фундамента. Шарнир поднятия испытывает ряд ундуляций, с которыми связано наличие на сводовой отлогой поверхности структуры ряда мелких брахиантиклинальных вздутий. Подобного рода осложнения находятся в районе горы Воскресенка, где на поверхность выходят известняки тритицитового горизонта верхнего карбона, а также к востоку от дер. Николаевки, где на небольшой глубине скважинами вскрываются мергели и глины артинского яруса и севернее дер. Малышевки.

Шиханское поднятие также представляет резко выраженную дислокацию типа одностороннего горста. Его крутое западное крыло образует в плане плавную дугу, вытянутую в долготном направлении вдоль побережья р. Белой от хут. Спасского на юге до окрестностей дер. Дмитриевки на севере. Амплитуда перемещения слоев в пределах крутого крыла достигает 800—1000 м. Крутизна его оценивается в 70 — 90° . Восточное крыло у Шиханского поднятия пологое (углы до 3 — 5°); оно имеет ширину 5—6 км. Сводовая часть уплощенная. Шарнир испытывает незначительные ундуляции. Свод Шиханской структуры увенчан массивами рифогенных известняков, которые выступают на дневную поверхность, образуя Стерлитамакские горы-одиночки (шиханы). Разведочная скважина, пробуренная у горы Шак-Тау, показала, что Шиханская структура осложнена в данном районе дизъюнктивным нарушением, возможно, широтного направления.

Карлинская складка расположена в долине р. Белой, между деревнями Карлы и Пастушинкой. На всем своем протяжении она скрыта под третичными и мощными четвертичными отложениями. Эта структура характеризуется симметричным строением. Крылья ее, по-видимому, местами круче 30° и достигают 600 м в размахе. Свод имеет уплощенную форму при ширине в 600—900 м. Шарнир складки испытывает ряд ундуляций (Пастушинская, Карлинская, Буруновская, Цветаевская). Три глубокие разведочные скважины, пробуренные в присводовой части Карлинской структуры, показали, что она осложнена крупным дизъюнктивным нарушением типа пологого взброса.

Кинзбулатовская складка, расположенная между деревнями Салихово и Ново-Николаевкой, близко напоминает по форме Карлинскую. Она также вытянута в долготном направлении. Крылья ее очень крутые, причем восточное осложнено взбросовым нарушением. Размах

складки превышает 1000 м. Ширина сводовой части, также имеющей плоскую форму, достигает 1000—1200 м, при протяженности складки более 20 км. Кинзебулатовская складка скрыта под кунгурскими и более молодыми отложениями. Южнее Ишимбайского района в 25 км от Кинзебулатовской складки в 1960—1961 гг. бурением обнаружена новая Воскресенская (Терская) нефтеносная антиклинальная складка, свод которой находится на 800 м ниже свода Кинзебулатовской складки.

Шиханская, Карлинская, Кинзебулатовская и Николаевско-Воскресенская структуры являются дислокациями, связанными с глубокими расколами в фундаменте. Они представляют собой складки платформенного типа.

Средний ярус сложен галогенной толщей кунгурского возраста, характеризующийся высокой пластичностью. Мощности, состав, а соответственно и реакции на тектонические напряжения составляющих его пород различны в разных частях прогиба. В месте глубокого погружения артинского ложа широкое развитие приобретает пластичная соль, а мощности толщи достигают более 1500 м. Над поднятиями артинских известняков разрез слагается преимущественно ангидритами и гипсами, мощность в этом случае уменьшается до 200—300 м. Соответственно указанным изменениям в зонах глубокого залегания артинских пород кунгурские породы образуют специфические соляные вздутия, а над поднятиями—пологие отраженные изгибы, в меньшей степени затронутые внутри пластовыми нарушениями.

Верхний ярус образован красноцветной пермо-триасовой формацией. Он слагает различного размера синклинальные впадины и мульды, расположенные между линейными и диапировыми прорывами кунгурских солей, гипсов и ангидритов и как бы погруженные в мощную толщу последних. Глубина этих впадин находится в прямой зависимости от мощностей и состава кунгурской толщи, и следовательно, от характера тектоники артинского фундамента.

В соответствии с очерченными закономерностями соотношений перечисленных структурных ярусов кунгурские галогенные и вышележащие красноцветные толщи, пассивно облекая горстовидные складки артинского ложа, образуют вполне самостоятельные системы дислокаций в зонах глубокого погружения фундамента.

Севернее р. Зигана соляная тектоника в краевом прогибе развита слабо. Здесь находится небольшая по размерам система соляных структур, обрамленная плоскими мульдами, выполненными красноцветной толщей.

К северу от Николаевско-Воскресенского поднятия прогиб представляет собой крупную и глубокую синклинальную впадину, ось которой несколько смещена в сторону восточного крыла. Эта впадина выполнена соленосными и красноцветными свитами кунгура. Она расчленяется Николаевско-Воскресенским горстом на две ветви: западную — Бельскую и восточную — Симско-Усолевскую. Первая из них, по-видимому, является более глубокой. В ее центральной части, юго-западнее дер. Николаевки, глубоким бурением обнаружен погребенный массив рифогенных артинских известняков. Южная часть Бельского прогиба осложнена Карлинской структурой и находящимся на ее продолжении антиклинальным соляным вздутием, протягивающимся до оз. Ак-Куль.

Между реками Зиганом и Селеуком, восточнее Шиханского поднятия, артинский фундамент прогиба испытывает общее поднятие, в связи с чем кунгурские породы на обширных пространствах выступают на дневную поверхность. В них погружены мелкие и плоские мульды

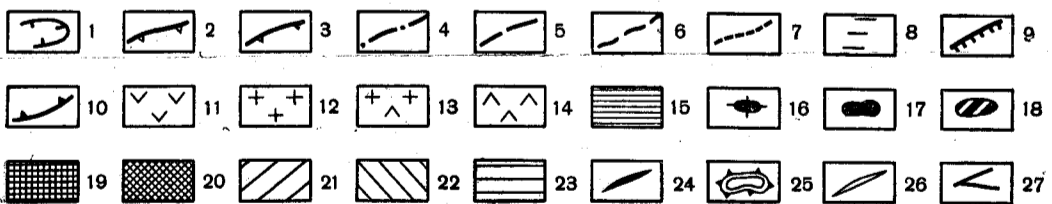
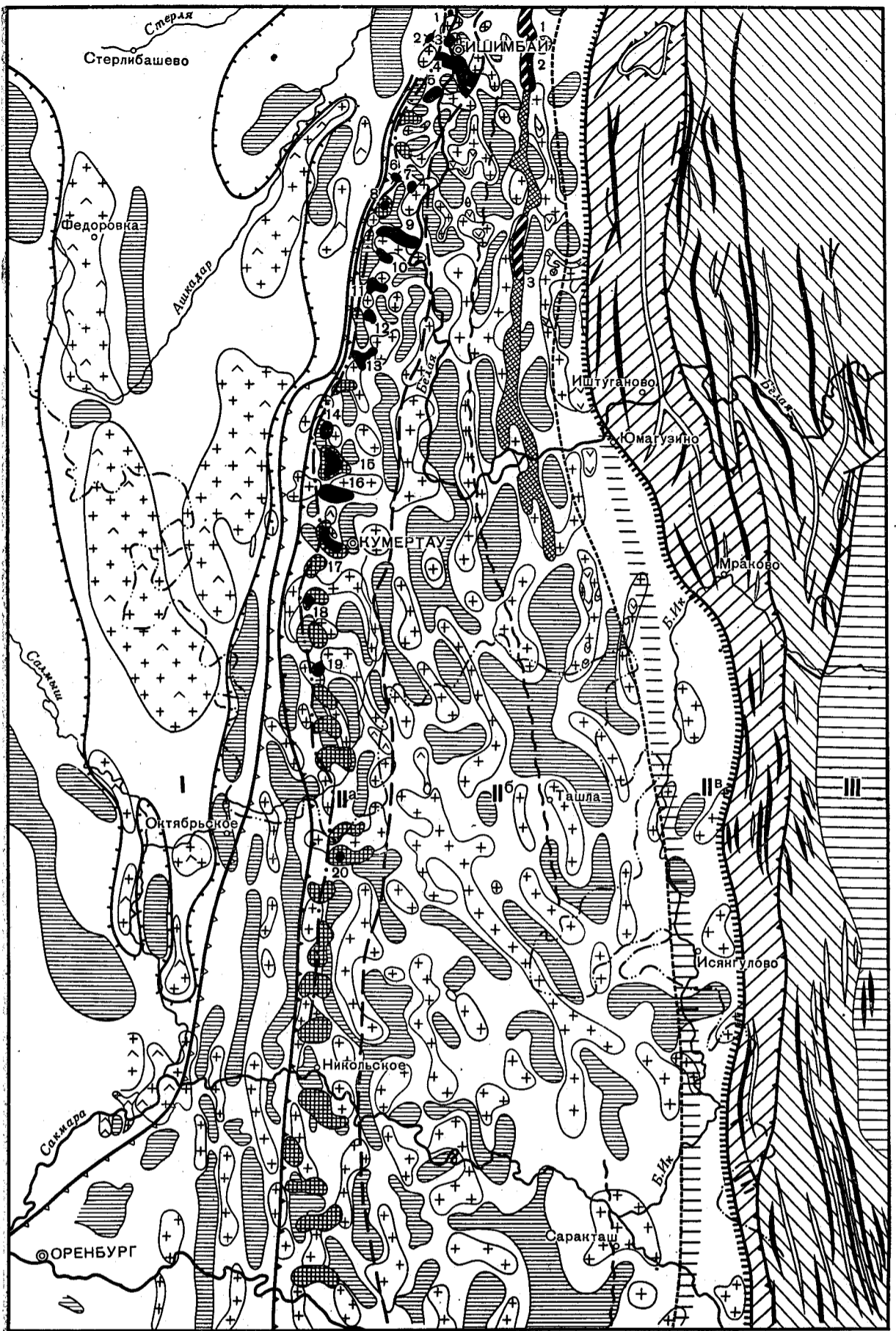


Рис. 44. Тектоническая схема южной части Предуральского краевого прогиба между Ишимбаем и Оренбургом (составил Ф. И. Хатянов по данным геофизических и геологических работ 1962 г.)

I — восточный склон Русской платформы, II — Предуральский краевого прогиба; IIa, б — внешняя зона краевого прогиба IIIa — западный борт краевого прогиба, флексуроподобный склон некомпенсированного ассельско-сакмаро-артинского времени; IIб — центральная и восточная части некомпенсированного прогиба ассельско-сакмаро-артинского времени; IIв — внутренняя зона краевого прогиба, III — Уральская складчатая область

1 — Федоровско-Стерлибашевский и Салмышский валы по поверхности галогенного кунгура; 2 — западная граница Предуральского прогиба по кунгuru; 3 — западная граница Предуральского краевого прогиба по артинским отложениям; она же западная граница полосы вероятного распространения рифовых массивов; 4 — западная граница краевого прогиба по ассельско-сакмарским отложениям; 5 — условная восточная граница западного борта краевого прогиба и полосы вероятного распространения рифовых массивов ассельско-сакмаро-артинского возраста; 6 — осевая линия внешней зоны краевого прогиба (по гравитационным данным); 7 — граница крутого подъема поверхности ассельско-сакмаро-артинских отложений; она же условная граница сплошного распространения терригенных фаций; 8 — граница внешней и внутренней зон Предуральского краевого прогиба; она же западная граница Уральской складчатой области; 9 — флексура восточного борта краевого прогиба (проведена по выходам на поверхность сакмаро-артинских отложений); 10 — условная восточная граница Предуральского краевого прогиба (проведена по выходам на дневную поверхность отложений верхнего карбона); 11 — выходы кунгурских гипсов на дневную поверхность; 12 — соляные кунгурские поднятия; 13 — соляно-ангидритовые кунгурские поднятия; 14 — ангидрито-гипсовые кунгурские поднятия; 15 — кунгурские прогибы, выполненные пермо-триасовыми отложениями; 16 — рифовые массивы артинского возраста; 17 — рифовые массивы ассельско-сакмаро-артинского возраста; 18 — поднятия карлинско-кинзебулатовского типа; 19 — площади, перспективные для поисков рифовых массивов; 20 — площади, перспективные для поисков поднятий кинзебулатовского типа; 21 — выходы на поверхность ассельско-сакмаро-артинских отложений; 22 — выходы на поверхность отложений карбона в передовых хребтах западного склона и более древних отложений в Башкирском антиклинории; 23 — девонские и более древние отложения в Зилайрском синклинории; 24 — антиклинали и брахантиклинали западной окраины Уральской складчатой области (по А. А. Богданову и Г. С. Сенченко); 25 — Арларовское куполовидное поднятие; 26 — синклинали Уральской складчатой области; 27 — разломы (по геологическим данным). Рифовые массивы (цифры на карте): 1 — Ярбишкадакский; 2 — Южно-Кашкаринский; 3 — Кусяпкуловский; 4 — Ишимбаевский; 5 — Алдакаевский; 6 — Столярский; 7 — Север-Зирганский; 8 — Зирганский; 9 — Введенский; 10 — Южно-Введенский; 11 — Тереклинский; 12 — Грачевский; 13 — Старо-Казанский; 14 — Озеркинский; 15 — Мусинский; 16 — Канчуринский; 17 — Кумертауский; 18 — Маячный; 19 — Кунакбаевский; 20 — Совхозный

Ахмерова, Бурунова и др. Начиная с этого района, соляные структуры прогиба приобретают чрезвычайно оригинальные очертания. Они образуют сложно переплетающуюся сеть поднятий, обрамляющих изолированные впадины. Петельчато-ячеистое строение соляных структур является одним из характернейших свойств тектоники Южного Приуралья.

Южнее широты Ишимбая артинский фундамент прогиба неуклонно погружается к югу. (Рис. 44). В соответствии с этим возрастают размеры, глубина погружения и сложность строения соляных структур. Сложный узор диапировых прорывов распространяется до южных границ Оренбургской области. Величина мульд, заполненных красноцветной толщей, возрастает к югу. Так, в районе Ишимбая размеры мульд редко превышают 3—5 км в поперечнике (Байковская, Татьяновская и др.), в то время как Кривлинская мульда имеет поперечник в 30 км. Глубина их на севере не превышает 1000—1200 м, на юге же, по данным геофизических наблюдений, она достигает 2500—3000 м.

По направлению к югу увеличивается и степень интенсивности проявления диапиризма. В районе р. Зигана красноцветные породы вблизи контакта с гипсами обычно наклонены под углом 40—50°. На широте Ишимбая (Смакаево, гора Машаш) они в контактовой зоне часто запрокинуты, разбиты трещинами и зеркалами скольжения. На юге (Подгорное, Каировка и др.) в контакте гипсов и красноцветных пород появляются тектонические брекчии, состоящие из перетертых гипсов, доломитов и различных красноцветных пород.

Строение диапировых складок в пределах южной части краевого прогиба характеризуется большим разнообразием. Здесь выделяются все переходные формы от пологих антиклинальных соляных вздутий до резко выраженных ядер протыкания и соляных взбросов (Богданов, 1935). По-видимому, чрезвычайно типичной формой является Каировская структура. Соляное ядро этой складки, разбуренной рядом глубоких скважин, имеет пережатую форму. По краям оно окружено бордюрами тектонической брекчии и зонами дробления пород пермской красноцветной формации.

Диапировые структуры южных частей краевого прогиба, в ряде мест сливающихся между собой в крупные узловые вздутия, в общем вытянуты вдоль его оси. При этом они группируются в системы параллельных антиклинальных зон. Непосредственно к югу от Ишимбая отчетливо выражены четыре подобные зоны. Далее к югу, по мере увеличения общей ширины прогиба, количество антиклинальных зон возрастает и достигает в районе междуречья Сакмары и Урала до восьми.

Строение синклиналиных впадин, разделяющих диапировые прорывы, характеризуется большим разнообразием. Форма залегания слоев в них зависит, главным образом от условий их формирования. В процессе прогибания мульд и роста разделявших их соляных вздутий ядра мульд зачастую перемещались на значительное расстояние, и эти структуры приобретали асимметричное строение («ложные моноклинали»), в пределах которых форма залегания слоев совершенно не отражает конфигурации изгибов кровли кунгурской соленосной толщи.

Меловые и третичные отложения распространены в пределах Предуралья прогиба во впадинах, образовавшихся над соляными поднятиями. Они значительно распространены к югу от Ишимбайского района и особенно от Мелеуза по направлению к р. Уралу.

Анализ гравиметрических и электрометрических данных, а также результатов изучения керна буровых скважин указывает на то, что впадины образовались не только за счет подземного растворения каменной соли, как это принято считать многими исследователями (Хамен-

товский, 1953; Косыгин, 1950), но и за счет неравномерного подъема и роста соляных тел в процессе пластических перемещений галогенных толщ при тектонических движениях.

Юго-западнее Кара-Тау, вдоль восточного края Русской платформы, протягивается крупное поднятие, известное под названием *Рязано-Охлебининского вала, или Уфимской плакантиклинали* (Шатский, 1945). Оно представляет собой крупную структуру, шарнир которой имеет наиболее высокое положение в центральных частях Уфимского плато, где в ее замке выходят нижнесакмарские отложения. Как к северу, так и к югу от Уфимского плато шарнир Уфимской плакантиклинали полого и неуклонно погружается. При этом в замке структуры появляются кунгурские гипсоносные толщи, а затем и пермские красочные отложения. Горст Кара-Тау, видимо, нарушает целостность Уфимской плакантиклинали. По данным Н. С. Шатского (1945), крупный разлом, ограничивающий с юго-запада горст Кара-Тау, продолжается далеко за пределы этого массива, отражаясь резким флексурообразным изгибом в пермских слоях сводовой части Уфимской плакантиклинали. Эта флексура сечет под острым углом свод плакантиклинали.

Восточное крыло Уфимской плакантиклинали одновременно является западным крылом Предуральского прогиба. Оно прослежено в настоящее время от г. Аши до г. Стерлитамака. Вдоль этого крыла происходит резкая смена фаций и мощностей нижнепермских отложений, во время образования которых осуществлялось формирование этой дислокации. Сакмарские и артинские отложения переходят из осадков «депрессийного типа», через локально развивающиеся фации барьерных рифов в мощные толщи платформенных известняков и доломитов. Кунгурская соленосная толща, достигающая больших мощностей и полного развития в пределах прогиба, исключительно быстро переходит в относительно маломощную толщу гипсов, ангидритов и доломитов. Благодаря указанной закономерности смены состава осадков, слагающих Уфимскую плакантиклиналь и выполняющих краевой прогиб, граница раздела между ними резко вырисовывается на картах геофизических аномалий. В данном случае она выражается четкой «гравитационной ступенью», позволяющей трассировать положение ее на местности.

Судя по этим данным, подтвержденным бурением, в районе Улутеляка, к юго-востоку от Охлебинина в ряде пунктов между оз. Аккуль и г. Стерлитамаком западное крыло краевого прогиба образует в плане широкую дугу, проходящую от г. Аши вдоль правобережья р. Сима до его устья, и далее принимает долготное направление, следуя вдоль западной части долины р. Белой до г. Стерлитамака, в районе которого оно постепенно сглаживается.

На всем указанном протяжении строение западного борта прогиба не является однородным. В районе Казаяка его осложняет пологое поднятие второго порядка, в сводовой части которого выходят известняки артинского яруса, и рифовое сооружение Змеиных гор. В сторону краевого прогиба, вдоль его западного крыла, артинские отложения быстро погружаются под углом 15° (Келлер, 1945).

В районе г. Стерлитамака, во внутренних частях краевого прогиба, располагается ряд крупных положительных структур, вследствие чего внутренний край прогиба приобретает расплывчатые очертания. Он фиксируется пологим погружением кровли кунгурских гипсов в сторону прогиба и полосой рифовых массивов, расположенных вдоль его опущенного крыла (погребенные массивы Покровки, Куганка, Ярбшикадака и Ишимбая). Подобный характер западный край прогиба сохраняет до района дер. Большое Аллагуватово.

Южнее последнего вновь появляются соотношения, отмеченные для северных частей. В районе Столяровка намечается резкая гравитационная ступень, непрерывно прослеживаемая в долготном направлении до долины р. Мекетевли (10 км к северо-западу от г. Мелеуза), на протяжении около 50 км. Эта ступень, по данным пробуренных скважин, на междуречье Белой и Сухайли отвечает положению крутого склона поверхности артинских пород, которая в пределах полосы шириной 6—8 км погружается более чем на 700 м.

На краю платформы она лежит на глубине 500—600 м, а восточнее в прогибе погружается до глубины 1200—1700 м. Столь быстрое погружение объясняется главным образом резким уменьшением мощности сакмаро-артинских отложений, но в некоторой степени обусловлено и тектоническим погружением нижнепермских и более древних отложений. В том же направлении, как и в более северных участках прогиба, к западному его краю приурочиваются погребенные рифовые массивы. Параллельно быстрой смене фаций сакмаро-артинских отложений здесь также происходит резкая смена фаций и мощностей кунгурских и верхнепермских отложений с появлением в прогибе мощной соленосной свиты.

Таким образом, на всем протяжении от Кара-Тау до г. Мелеуза западный борт краевого прогиба сохраняет прямолинейность очертаний, связанную с тем, что он отражает глубокие разломы в фундаменте платформы, по которым происходило перемещение крупных участков в процессе развития прогиба. Различная резкость выражения края прогиба является следствием неодинаковой амплитуды перемещения отдельных его частей вдоль этих разломов.

К югу от широты г. Мелеуза положение западного борта краевого прогиба намечается с меньшей точностью. По данным пробуренных здесь за последние годы скважин установлено, что у дер. Романовки западный борт краевого прогиба быстро смещается почти на 10 км к западу, а затем протягивается в меридиональном направлении до широты пос. Ермолаево. Еще южнее положение западного борта прогиба намечается приближенно только по данным геофизических исследований. Западная граница прогиба по ассельско-сакмаро-артинским отложениям и западная граница по кунгуру, до этого совпадавшие, здесь значительно расходятся. Первая продолжает оставаться почти меридиональной. Вначале слегка отклоняясь к востоку, а затем к западу, она пересекает р. Сакмару у с. Украинки. Западная граница прогиба по кунгурскому ярусу значительно отклоняется к западу.

Вдоль флексуроподобного погружения ассельско-сакмаро-артинских отложений бурением последних лет установлены рифовые массивы, протягивающиеся через интервалы от 3 до 8 км от широты г. Ишимбая до пос. Кунакбаево (Аллакаевский, Зирганский, Введенский, Южно-Введенский, Тереклинский, Грачевский, Казанковский, Озеркинский, Кончуровский, Кумертауский, Маячный и Кунакбаевский). В Оренбургской области близ с. Михайловки установлен в 1962 г. рифовый массив, названный Совхозным.

Флексуроподобный уступ западного борта Предуральского прогиба, к которому приурочена полоса распространения рифов, прослежен геофизическими исследованиями до междуречья Илека и Бол. Хебзя.

Начало образования Предуральского прогиба для северной части относится к верхне- и среднекаменноугольному (для южной части) времени. Изучение верхнекаменноугольных ассельских, сакмарских и артинских отложений по западной окраине каратауского комплекса и данные глубоких буровых скважин Ишимбаевского Приуралья пока-

зывают, что в среднекаменноугольную эпоху рассматриваемый прогиб компенсировался осадконакоплением. Начиная с верхнекаменноугольной эпохи он представлял собой уже обширную впадину, характеризующуюся накоплением осадков небольшой мощности, образование которых происходило иногда на значительных глубинах (кремнистые аргиллиты верхнего карбона, «депресссионные» фации сакмаро-артинского возраста).

С запада прогиб был ограничен полосой рифовых массивов и мощных известняковых толщ сакмаро-артинского возраста, а с востока, в артинское время, зоной накопления мощных терригенных образований. Только в кунгуре эта впадина была выполнена мощными толщами галогенных пород, а впоследствии красноцветами верхней перми и триаса.

Рассмотрение имеющегося материала показывает, что на фоне этой общей закономерности образования краевого прогиба в ассельское и сакмаро-артинское время происходят интенсивный рост и формирование частных структур, которые отчетливо устанавливаются по распространению глыбовых конгломератов на крыльях брахиантиклинальных структур каратауского комплекса. Вслед за относительно спокойным в тектоническом отношении временем образования галогенной толщи кунгура наступает эпоха отложения пермских красноцветов. Для последней характерно образование своеобразных линейных «петельчаточаечистых» соляных структур, формирование которых происходило одновременно с отложениями осадков. В результате возникли своеобразные косо наслоенные серии. Формация красноцветов свидетельствует о заполнении осадками краевого прогиба.

В верхнем карбоне и в сакмаро-артинское время седиментация шла медленнее, чем прогибание. На последующих этапах она протекала более ускоренно, в результате чего прогиб оказался заполненным осадками. К сожалению, нет возможности установить моменты резкого усиления тектонических движений в течение перми и в более поздние периоды. Отдельные данные свидетельствуют о проявлении их в Приуралье в киммерийскую эпоху складчатости.

Следует подчеркнуть, однако, что образование структур, связанных с соляной тектоникой, на этом этапе не закончилось. Геофизические данные и данные бурения свидетельствуют о продолжавшемся росте диапировых поднятий и связанных с ними компенсационных опусканий в миоцене. По-видимому, следует допустить, что образование структур этого типа происходит и в настоящее время.

Башкирское поднятие. Башкирское поднятие, в которое входят складки, сложенные не только древними свитами, но частично и отложениями фаунистически охарактеризованного палеозоя, на западе ограничено Предуральским краевым прогибом, а на востоке примыкает к Приурал-Тауской зоне восточной части западного склона. На юге описываемая структура погружается, сменяясь веером узких складок, сложенных отложениями фаунистически охарактеризованного ордовика и среднего и верхнего палеозоя.

Центральной структурой Башкирского поднятия, составляющей его ядро, является *Ямантауский антиклинорий*. Кулисно смещенная к западу часть его, расположенная южнее, известна под названием Юрматинского антиклинория. К западу от этих структур находится Инзерский синклинорий, за которым в том же направлении находится западная краевая зона поднятия, представленная узкими меридионально вытянутыми складками как антиклинального, так и синклинального строения. На северо-западе и севере расположен Каратауский структурный комплекс. К востоку от Ямантауского антиклинория нахо-

дится Юрюзанская синклиналь, а от его южного продолжения — Юрматинского антиклинория — меридионально вытянуты структуры Авзянского района.

Ямантауский антиклинорий от широтного течения р. Юрюзани протягивается в юго-западном направлении почти на 160 км. В строении ядра и крыльев антиклинория вследствие дизъюнктивных нарушений нет полной симметрии. В частности, восточное крыло местами полностью срезано Юрюзанским надвигом. В западном же крыле выпадает машакская свита, местами представленная в восточном крыле. Антиклинорий осложнен складками второго и третьего порядков, из которых наиболее крупными являются Айгирская антиклиналь, Багарыштинская и Юшинская синклинали. Для антиклинория также характерны надвиги и поперечные сбросы. Крупный надвиг проходит по восточным склонам горной цепи Зигальга — Юрма-Тау. Из сбросов наиболее крупным является Нарынский, который прослеживается по окончаниям хребтов Малый Яман-Тау и Нары и далее на восток вдоль рч. Нары.

Юрматинский антиклинорий прослеживается в меридиональном направлении на 70 км от южного окончания хр. Большой Шатак до широтного течения р. Белой. Антиклинорий осложнен тремя крупными брахиантиклиналями начиная с севера: Бретьянской, Аскардовской и Кургасской, которые расположены несколько кулисно по отношению друг друга. В этих складках выходят отложения бурзянской серии, перекрываемые в крыльях и периклинальных окончаниях отложениями юрматинской серии. Опрокинутые на запад более мелкие складки и надвиговые нарушения составляют характерные черты Юрматинского антиклинория.

Инзерский синклинорий располагается к западу от Ямантауского и Юрматинского антиклинориев, параллельно которым прослеживается примерно на 100 км. Он сложен в большей своей части отложениями каратауской серии и ашинской свиты и состоит из ряда складок, из которых наиболее крупной является Инзерская синклиналь. В северном направлении синклинорий разветвляется на две ветви, из которых одна идет на северо-восток, образуя синклинали Сухих Гор и Екатериновскую, а вторая протягивается сначала на север, затем на северо-восток, слагая несколько отдельных синклиналей (Лемезинскую, Юрюзано-Катаевскую и др.).

Инзерский синклинорий на востоке имеет общее крыло с Ямантауским и Юрматинским антиклинориями, а на западе надвинут на более западные структуры по линии Зильмердакского надвига. Этот надвиг протягивается приблизительно на 180 км в меридиональном направлении. Надвинутой является зильмердакская свита, слагающая цепь хребтов Баскак — Бирьян — Зильмердак — Баштин — Ардакты, а подстилают ее различные более верхние древние свиты, а также девонские отложения. Вдоль линии разрыва наблюдаются иногда зоны раздробленных пород. Линия надвига местами извилиста, что говорит о полой плоскости скольжения. Однако на некоторых участках падение ее, по-видимому, крутое. Этот разрыв затухает на юге в ордовикских отложениях р. Белой. Надвиговые нарушения отмечаются также и в центральных частях Инзерского синклинория.

Западная краевая зона Башкирского поднятия расположена к западу от Зильмердакского надвига. Она представлена серией более или менее параллельных складок. Среди них с востока на запад выделяются: Нугушская синклиналь, Кошкартауская антиклиналь, Шишенякская синклиналь и Алатауская антиклиналь, развитые в южной зоне антиклинория. В северной части ее находится сложная Авдардакская антиклиналь и северное продолжение ее — антиклиналь горы

Ушкurt, несколько смещенная к востоку относительно Авдардакской антиклинали. Западнее располагаются структуры передовых хребтов.

Перечисленные структуры имеют линейное северо-восточное или близкое к меридиональному направление и небольшую (лишь в Авдардакской антиклинали 10—12 км) ширину. Вся эта зона характеризуется обычно асимметричностью складок, значительным развитием небольших надвигов, а в северном окончании также наличием поперечных сбросов. В сложении зоны принимают участие свиты от зильмердакской до ашинской, а также девонские отложения.

Структуры передовых хребтов, расположенные западнее перечисленных выше структур, пологи. Они сложены средне- и верхнепалеозойскими отложениями, и только в небольших куполовидных или брахиантиклинальных поднятиях выходят породы ашинской и иногда каратауской серий.

Восточнее Юрматинского антиклинория в Авзянском районе в юго-западном направлении протягиваются две синклинали складки, из которых восточная надвинута на западную. *Западная, Авзянская, синклиналь* слагается в ядре зильмердакской свитой. В районе с. Верхнего Авзяна в ее центриклинальном окончании выходят свиты юрматинской серии. *Восточная, Бельская, синклиналь*, расположенная вдоль долины р. Белой, слагается в ядре ашинской и миньярской свитами, причем первая свита иногда надвинута на вторую. На востоке и юге отложения описанных складок трансгрессивно перекрываются толщами ордовика и местами силура Белорецко-Зилаирского синклинория.

В тектонике древних свит большое значение имеют разрывы типа сбросов, взбросов и надвигов, достигающие иногда амплитуды в несколько километров. Разрывы по преимуществу продольные, согласные с направлением структур.

В западных и восточных районах описываемой области характер продольных разрывов различен. В западных районах к западу от каждого разрыва залегают более молодые породы, а к востоку — более древние, что характеризует нормальные наклонные взбросы и надвиги. В восточных же районах наблюдаются обратные соотношения.

Развитие тектонических структур описываемого региона началось в позднем докембрии и продолжалось в палеозое (Гарань, 1946; Иванов, 1937; Львов, 1936 и др.).

В позднем докембрии проявлялись тектонические движения в предзигальгинское и предзильмердакское время. Были они, по-видимому, в основном эпейрогеническими.

Тектонические движения дозигальгинского времени сказались местами на поднятии страны и размыве ранее отложившихся осадков. Так, машакская свита залегает на разных горизонтах юшинской свиты и на суранской свите с базальным слоем конгломерата в основании. В конгломератах, кроме галек пород, непосредственно подстилающих машакскую свиту, наблюдается много галек пород с повышенным в сравнении с породами ямантауской серии метаморфизмом. Отложение машакской свиты происходило в мобильной среде и характеризуется резкими колебаниями мощности ее пород и обилием среди них конгломератов.

Тектонические движения дозильмердакского времени резко сказались на вертикальной смене доломитов грубозернистыми песчаниками и на размыве местами авзянской и зигазино-комаровской свит.

Тектонические движения имели место и перед отложением ашинской серии и перед средним ордовиком. В первом случае в восточных

районах области древних свит происходит поднятие и местами размытие ранее отложенных свит. Это доказывается трансгрессивным налеганием на них ашинской свиты, имеющей в своем составе материал из более нижних свит. В западных районах области тоже зарегистрировано присутствие в основании ашинской свиты конгломератов с гальками пород миньярской, инзерской и катавской свит и местами небольшое угловое несогласие между ашинской и миньярской свитами.

В герцинский цикл тектогенеза в описываемой территории завершилось формирование складок древних свит и произошло образование сравнительно пологих складок в отложениях палеозоя. Особенностью этого этапа является отсутствие ясно выраженных угловых несогласий в разрезе отложений верхнего палеозоя передовых хребтов, хотя наличие перерывов, резкие переходы от карбонатных осадков к терригенным и присутствие мощных толщ конгломератов в пермских отложениях Предуральского прогиба свидетельствуют о восходящих движениях в Башкирском поднятии.

В начале мезозоя в рассматриваемой области наблюдается ослабление тектонических движений. Однако вертикальные перемещения имели место вплоть до конца третичного и начала четвертичного времени, о чем можно судить по гипсометрическому смещению одних и тех же речных террас указанного возраста.

Приурал-Тауская зона. Западный склон Южного Урала в периоды формирования древних свит и фаунистически охарактеризованного палеозоя по состоянию земной коры близок к платформе. Типичная геосинклиальная стадия развития к этому времени указанной областью была уже пройдена (Ожиганов, 1951). Такая геотектоническая обстановка соответствующим образом отразилась на составе упомянутых отложений и их тектонике.

Изучением тектоники тех или иных районов Приурал-Тауской зоны при проведении геологической съемки и других исследований занимались: Л. С. Либрович (1932), Н. Н. Дингельштедт (1933), Р. Э. Квятковский (1933), Н. Д. Сухарев (1933), В. П. Логинов (1933), К. А. Львов, Д. Г. Ожиганов (1937, 1941, 1951, 1955, 1960), Г. А. Соколов (1938), А. В. Хабаков (1941), А. И. Иванов (1953, 1960), Б. М. Келлер (1949), С. В. Москалева (1958), В. С. Бодунов и Т. Н. Сердобова (1958) и др. Описанию тектоники Приурал-Тауской зоны уделялось внимание в сводных работах, составленных И. И. Горским (1948), Д. Г. Ожигановым (1953), А. И. Олли и В. А. Романовым (1959).

В границах Приурал-Тауской зоны можно выделить следующие главнейшие структуры: Белорецко-Зилаирский синклиниорий, Белорецкое поднятие, Юрюзано-Бельский прогиб (Ожиганов, 1955, 1960).

Белорецко-Зилаирский синклиниорий охватывает обширную территорию, протягивающуюся в восточной части западного склона Южного Урала из района г. Белорецка далеко на юг, к Орской ж. д. В общем плане строения его можно выделить следующие главнейшие тектонические структуры: 1) наиболее расширенная часть синклинория (между массивом Южный Крака и северной частью хр. Шайтан-Тау); 2) Кракинское и Сакмарское поднятия; 3) Прикракинская и При-сакмарская синклинали.

Наиболее расширенная часть синклинория в северной половине между параллелью ущелья р. Бол. Ика и массива Южный Крака имеет симметричное строение. В поперечных разрезах как западного, так и восточного крыльев наблюдается последовательная смена, считая снизу вверх, ордовикских, силурийских, нижнедевонских, среднедевонских и франских отложений. Замок синклинория сложен толщей пород фаменского яруса верхнего девона.

К югу от широты ущелья р. Бол. Ика синклинорий теряет симметричное строение своих крыльев. Если восточное крыло сохраняет то же строение, что и в отмеченной выше площади, то западное в своем разрезе уже не имеет пород древнее верхнефранского возраста.

Б. М. Келлер западную границу южной половины описываемого синклинория, называемого им Зилаирским, относит далеко на запад, вплоть до Предуральяского прогиба. Если взять поперечный разрез



Рис. 45. Изоклиальные запрокинутые мелкие складки в породах яумбайской подсвиты зилаирской свиты. Фото С. Н. Краузе

всей площади, которая, по его мнению, входит в пределы Зилаирского синклинория, то в нем с востока на запад будут последовательно выходить: уразинская свита ордовика, бетринская свита силура и нижнего девона, зилаирская свита среднего и верхнего девона, свиты нижнего, среднего и верхнего карбона, ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми. Такой стратиграфический порядок залегания толщ в наиболее характерных, по Б. М. Келлеру, поперечных сечениях тектонической структуры в действительности должен отвечать не синклинорию, а большой и сложной моноклинали.

Для рассматриваемой части Белорецко-Зилаирского синклинория характерно присутствие многочисленных мелких складок, что особенно ярко выражено на обширной площади развития сланцево-песчаниковых отложений зилаирской свиты. (Рис. 45). Наряду с этим здесь встречаются более или менее существенные по размеру, а иногда и амплитуде складки. Главнейшие из них следующие: Усмановская брахиантиклиналь, Федоровская (Бердяшская) и Икская антиклинали, Восточная и Западная синклинали.

Усмановская брахиантиклиналь — одна из наиболее четких и ясных структур, встречающихся среди обширного поля граувакковых отложений в рассматриваемой части синклинория. Асимметричный сжатый свод складки сложен кремнистыми, глинистыми сланцами и кварцевыми песчаниками с подчиненными им известняками и фауной силура и нижнего девона (бетринская свита). В крыльях же залегают

граувакковые и туфогенные сланцы и песчаники франского яруса (яумбайская подсвита зилаирской свиты). Складка вытянута соответственно общему простиранию синклинория.

Федоровская (Бердяшская) антиклиналь является северным продолжением Сакмарского (Шайтантауского) поднятия. Уходя от этого поднятия на север, она периклинально оканчивается в районе верховьев рек Бол. Сюрени и Тутая (приток р. Бердяша). Свод ее сложен главным образом туфогенными, глинистыми сланцами и подчиненными им граувакковыми песчаниками яумбайской подсвиты зилаирской свиты (франский ярус), а крылья — граувакковыми песчаниками и сланцами канской подсвиты зилаирской свиты (фаменский ярус). Все это свидетельствует о том, что данная складка, проходящая вдоль расширенной части Белорецко-Зилаирского синклинория и разделяющая его на две неравные полосы — восточную и западную, имеет незначительную амплитуду. Ввиду этого обстоятельства, а также сходного литологического состава толщ, слагающих данную тектоническую структуру и смежные синклинали, она не всегда четко выступает в поверхности эрозионного среза. Антиклиналь осложнена многочисленными наклонными и опрокинутыми мелкими брахискладками, что также затрудняет изучение ее формы. Амплитуда антиклинали увеличивается в северной ее части, в районе пос. Федоровского, где местами в ее своде выходят силурийские и нижнедевонские кремнистые сланцы и мелкозернистые кварцевые песчаники бетринской свиты.

Икская антиклиналь также находится в расширенной части Белорецко-Зилаирского синклинория, вблизи его западных границ. В левобережье р. Бол. Ика все карбонатные толщи погружаются под песчанико-сланцевые образования темировской подсвиты зилаирской свиты.

Восточная и Западная синклинали. Восточная и Западная полосы Белорецко-Зилаирского синклинория, находящиеся по ту и другую стороны Федоровской (Бердяшской) антиклинали, отвечают Восточной и Западной синклиналям. Синклинальное строение Восточной и Западной полос Бельско-Зилаирского синклинория, несмотря на сложность их тектоники, все же можно проследить по учету элементов залегания при изучении некоторых разрезов, особенно в районе, тяготеющем к Зилаирскому тракту.

Из изложенного видно, что представления о тектоническом строении расширенной части Белорецко-Зилаирского синклинория существенно расходятся со схемой ее тектоники, предложенной Б. М. Келлером. Согласно этой схеме, в восточной части синклинория рисуется широкая синклиналь с большой амплитудой прогиба девонских отложений, названная Кувалатской. Охарактеризованная ранее Федоровская (Бердяшская) антиклиналь охватывает западную половину северной части Кувалатской синклинали. Отмеченные при описании названной антиклинали силурийские и нижнедевонские отложения бетринской свиты, залегающие в замке ее, по Б. М. Келлеру, приурочены к приосевой полосе упомянутой синклинали и относятся к фаменскому ярусу.

Существенные расхождения имеются также и во взглядах на тектонику западной половины той же расширенной части описываемого синклинория. Здесь, западнее Федоровской (Бердяшской) антиклинали находится Западная синклиналь, в замке которой залегают фаменские отложения (канская подсвита зилаирской свиты). Б. М. Келлер в этой площади выделяет антиклиналь, названную им Асташской, к своду которой, по его мнению, приурочены граувакковые отложения франского яруса, отнесенные к асташской свите.

Белорецко-Зилаирский синклиний осложнен в северной части обширным Кракинским поднятием, а в нижней — Сакмарским поднятием.

Кракинское брахиантиклинальное поднятие в целом имеет грибовидную форму. Как сводовая часть поднятия, так и его крылья осложнены местными воздыманиями и прогибами. Воздыманиям значительной амплитуды отвечают: Узьянский, Северный и Средний Крака, а также отдельные части Южного Крака. Места значительных воздыманий, подвергшиеся в силу своего высокого гипсометрического положения глубокой эрозии, представляют собой поля сплошных выходов интрузивных пород: дунитов, гарцбургитов, лерцоцитов и продуктов их метаморфизма или выходов осадочных пород ордовика.

Наиболее существенные прогибы, осложняющие Кракинское поднятие, имеют широтное простирание. К таким прогибам приурочены долины рек Сев. Узьяна, Каги, Юж. Узьяна и др. Имеются и меридиональные прогибы: Узьянский — между Узьянским и Средним Крака, Саргаинский — в центральной и южной частях Южного Крака (в районе р. Саргая и ее притоков) и др. Прогибы обычно характеризуются выходами на поверхность бетринской свиты. Породы этой свиты в виде останцев сильно размытой кровли и значительных по занимаемой площади полей наблюдаются также на крыльях Кракинского поднятия, в периферийных частях его. Иногда они с таких участков уходят по простиранию за границы поднятия, где участвуют в сложении примыкающего к нему крыла Прикракинской синклинали.

Помимо отмеченных воздыманий и прогибов, являющихся сравнительно крупными элементами тектоники описываемого поднятия, оно в периферийных частях осложнено еще мелкими складками. Такие складки особенно характерны для южной половины Южного Крака.

Заключение об общем брахиантиклинальном строении района Крака находится в соответствии с особенностями его стратиграфии. В пределах этого района развиты фаунистически охарактеризованные осадочные и вулканогенные породы нижнего девона и силура бетринской свиты и песчаники ордовика уразинской свиты. Окружает его полоса залеганий верхнедевонских песчанико-сланцевых отложений зилаирской свиты.

Сакмарское поднятие по геологическому строению во многом напоминает описанное выше Кракинское поднятие. Сходство особенно наблюдается при сопоставлении той части Сакмарского поднятия, которая отвечает хр. Шайтан-Тау. Здесь в центральной зоне его залегают осадочные и вулканогенные породы сакмарской свиты, которая по возрасту и составу слагающих ее толщ аналогична бетринской свите. В отдельных участках Сакмарского поднятия, как и в Кракинском поднятии, выходят отложения ордовика. Площадь же, примыкающая к хр. Шайтан-Тау, характеризуется развитием отложений верхнего девона зилаирской свиты.

Поднятие осложнено складками различных порядков. Это обстоятельство наряду со значительным разнообразием состава сакмарской свиты и присутствием интрузивных тел магматических пород обуславливает сложную картину его геологического строения.

К изложенному следует добавить, что Кракинское и Сакмарское поднятия не только в основных своих чертах сходны между собой, но они вместе с Федоровской (Бердяшской) антиклиналью в границах Белорецко-Зилаирского синклинория составляют как бы единую анти-

клинальную зону, идущую соответственно простиранию всей этой сложной структуры.

Прикракинская синклиналь проходит вдоль западных, северных и восточных границ Кракинского поднятия. Соответственно этому для удобства описания мы условно подразделяем ее на части: западную, северную и восточную.

Наибольший интерес вызывает западная часть. Здесь синклиналь простирается вдоль меридионального течения р. Белой. Южнее широты с. Узьян она находится между Башкирским и Кракинским поднятиями, а севернее этой широты — между Кракинским и Белорецким поднятиями. Синклиналь неоднократно пересекается долинами левых притоков р. Белой: Сев. Узьяна, Жаги, Ашкарки, Апшака, Кайнуя и др. Во всех этих долинах можно видеть довольно сходные разрезы. Остановимся для примера на кратком описании разреза по р. Кайную (Куюкую), рассматривая его с востока на запад вниз по течению реки.

У контакта с серпентинитами массива Южного Крака залегают туфы и другие породы бетринской свиты (силур — нижний девон). Здесь данная свита имеет небольшую мощность, так как ее отложения в значительной части срезаны местным надвигом, висячим боком которого являются краевые серпентиниты упомянутого массива.

Далее ниже по течению реки выходят туфогенные, глинистые сланцы и граувакковые песчаники яумбайской подсвиты (средний девон?) и франкий ярус верхнего девона. В верхней части ее Д. Г. Ожигановым (1937) была найдена фауна франского яруса. Весьма богатая фауна также франского яруса в этой подсвите была обнаружена в параллельном разрезе в долине р. Апшака. Вслед за яумбайской подсвитой в разрезе р. Кайнуя, идут обнажения канской подсвиты, представленной преимущественно граувакковыми песчаниками с растительными отпечатками (фаменский ярус). Из-под канской подсвиты ниже по реке снова выходят отложения франского яруса. Здесь они уже представлены двумя толщами: темировской подсвитой зилаирской свиты (верхний подъярус франского яруса) и кайнуийской свитой известняков (средний и нижний подъярусы франского яруса). Еще далее вниз по течению реки до ее устья выходят известняки живетского и эйфельского ярусов среднего девона.

Продолжение описываемого разреза можно наблюдать по р. Апшаку ниже устья р. Кайнуя. Здесь из-под среднедевонских известняков выходит толща кварцевых песчаников с прослоями глинистых сланцев (кагармановская свита). Ниже устья Кайнуя по правому берегу р. Апшака из-под кагармановской свиты выходят доломиты с прослоями кварцевых песчаников. В нижней части разреза этой толщи найдена силурийская фауна.

Таким образом, в поперечной долине р. Кайнуя, считая от серпентинитов массива Крака вниз по течению, с востока на запад, мы видим выходы отложений в такой последовательности: силурийские и нижнедевонские (бетринская свита), среднедевонские (?) и франские, слагающие восточное крыло Прикракинской синклинали; фаменские, залегающие в замке этой складки; франские, среднедевонские, средне-нижедевонские и силурийские, образующие западное крыло данной синклинали. Восточное крыло опрокинуто на запад, в сторону от массива Крака. Это и обусловило видимое падение его пород под названный массив и позволило В. П. Логинову и Г. А. Соколову (1937) сделать заключение о моноклинальном строении Прикракинской полосы палеозойских отложений и общем синклинальном строении всего Кракинского района.

Северная часть Прикракинской синклинали в отношении своей общей формы и состава отложений вполне сходна с описанной западной частью ее. Отличие заключается только в том, что здесь одно крыло синклинали, не примыкающее непосредственно к массиву Крака, сильно выположено. Породы его залегают на обширной площади днища межгорной Белорецкой впадины.

Описываемая синклиналь в восточной части, у восточных границ массива, в общем, сохраняет те основные свои черты, которые она имеет у западных и северных границ его. Оба крыла складки в данном случае сложены породами бетринской свиты. В замке складки благодаря его местным погружениям и воздыманиям в поверхности эрозийного среза выходят отложения то канской подсвиты, то яумбайской подсвиты. В участке наибольшего воздымания, находящегося южнее р. Бол. Яман-Елги, шарнир складки сложен даже породами верхних горизонтов бетринской свиты.

Пришайтантауская синклиналь. Хребту Шайтан-Тау отвечает, как уже упоминалось, Сакмарское антиклинальное поднятие. В геологическом строении района этого поднятия есть много общего с Кракинским районом. По-видимому, это обстоятельство сказалось на истории изучения данных районов.

Отложения, отнесенные группой геологов ЦНИГРИ к катралинской свите, представляют собой типичную толщу сланцев и граувакковых песчаников верхнего девона, относящихся к зилаирской свите (Ожиганов, 1941, 1955). Об этом свидетельствует ряд данных. В частности, граувакковые песчаники и сланцы, залегающие у восточных подножий хр. Шайтан-Тау, прослеживаются по простиранию на север за широтное колено р. Сакмары в район г. Зилаира. Здесь они участвуют в сложении типичных разрезов девонских отложений зилаирской свиты.

Полоса палеозойских пород, примыкающая к хр. Шайтан-Тау, имеет синклинальное строение. Пришайтантауская синклиналь во многом сходна с описанной выше Прикракинской синклиной.

Белорецкое брахиантиклинальное поднятие охватывает сравнительно обширную средневысотную горную местность правобережья р. Белой, тяготеющую к г. Белорецку. Поднятие на юге оканчивается в районе с. Узян, а на севере — у широтного колена р. Тирляна, в районе Тирлянского завода. Границы этой сложной антиклинальной структуры определяются выходами на поверхность значительно метаморфизованных пород белорецкого комплекса, являющегося по сравнению с древними свитами западного склона более древними образованиями (Ожиганов, 1940, 1953).

Общая положительная сложная антиклинальная форма рассматриваемой структуры определяется не только на основании учета факта значительного регионального метаморфизма слагающих ее пород и низкого стратиграфического положения их в разрезе западного склона, но и на основании наблюдаемых падений толщ этих пород под древние свиты и фаунистически охарактеризованный палеозой.

Поднятие осложнено рядом антиклинальных и синклинальных складок. Взаимосвязь и чередование таких складок хорошо выражены в наиболее расширенной части поднятия в полосе, проходящей от района хр. Яндык к г. Белорецку.

Яндыкская антиклиналь. Замок этой складки сложен слюдистыми кварцитами яндыкской свиты. Строение замка хорошо видно в той части меридионального хребта, которая расположена севернее пересекающей его дороги, идущей из г. Белорецка к Каменным кочевкам.

Здесь кварциты, образующие гребень хребта и приуроченные к замку описываемой тектонической структуры, смяты в опрокинутую на восток антиклиналь. Узкий свод последней прослеживается вдоль гребня на значительное расстояние, почти до долины р. Буганака. На всем этом расстоянии осевая плоскость складки наклонена на восток. Южнее указанной дороги, до самого южного окончания хребта, осевая плоскость складки наклонена уже на запад, поэтому разрез кварцитов характеризуется здесь восточным падением в сторону массивов Крака. Крылья Яндыкской антиклинали сложены азикеевской свитой, представленной различными слюдяными, слюдяно-кварцевыми сланцами, амфиболитами; толще этих пород подчинены пачки кварцитов небольшой мощности. Антиклиналь асимметрична; западное крыло ее более пологое, а восточное более крутое и узкое. Вблизи свода антиклинали в северной половине ее, восточное крыло опрокинута на запад. Оба крыла, особенно западное, осложнены большим количеством мелких складок, что придает им довольно сложное геологическое строение.

Полоса пород, слагающих Яндыкскую антиклиналь, уходит соответственно ее простирацию на север-северо-восток, к юго-восточной подошве горы Большая Кирель. Судя по общему господствующему падению пород яндыкской и азикеевской свит под кварцитовую толщу указанной горы, форма описываемой антиклинали здесь приближается к изоклинали, опрокинутой на юго-восток.

По обе стороны описываемой Яндыкской антиклинали находятся синклинали: на западе Сюрюнзякская, на востоке Буганакская.

Сюрюнзякская синклиналь охватывает район рек Бол. и Мал. Сюрюнзяка и имеет север-северо-восточное простираение. Южное центриклинальное окончание ее находится вблизи ж. д. Белорецк — Тукан, а северное — в районе верховьев р. Бол. Сюрюнзяка. Ядро синклинали сложено метаморфическими породами сюрюнзякской свиты, залегающей на азикеевской свите. Здесь, как и в других местах Белорецкого поднятия, для сложения сюрюнзякской свиты довольно характерными являются слюдяно-полевошпатовые, карбонатно-слюдяно-полевошпатовые сланцы, с которыми связаны залежи карбонатных пород, в том числе кристаллических магнезитов.

Буганакская синклиналь центриклинально оканчивается в районе дер. Кузгун-Ахмерово. Отсюда она уходит на юг на соединение с Прикраинской синклиналью. Ось складки в южном направлении постепенно погружается. Соответственно этому синклиналь в данном направлении все более и более расширяется, а в центральной зоне ее начинают выходить на поверхность фаунистически охарактеризованные отложения палеозоя, а не белорецкого комплекса. В крыльях синклинали и в центриклинальном окончании залегают породы сюрюнзякской свиты, среди которых широким развитием пользуются характерные для состава этой свиты слюдяно-полевошпатовые сланцы. С последними сланцами, как и в Сюрюнзякской синклинали, связаны толщи карбонатных пород, которые здесь представлены кристаллическими известняками, доломитами и реже магнезитами. Известняки и доломиты на значительной площади выходят на левобережье р. Буганака.

Тектоническая структура хр. Малого Малинового. Восточнее Буганакской синклинали, которой в рельефе отвечает межгорное понижение, находится хр. Малый Малиновый. Он почти полностью сложен породами азикеевской свиты. Подошва его восточного склона примыкает к основанию меридиональной части долины р. Нуры, где выходят на поверхность отложения сюрюнзякской свиты. Таким образом, хр. Малый Малиновый по сравнению со смежными межгорными понижениями

сложен более древними отложениями. Это косвенно указывает на его общее антиклинальное строение. Слагающие хребет сланцы и кварциты преимущественно падают на запад. Это свидетельствует о том, что структура хребта опрокинута на восток, причем восточное крыло складки, в основном отвечающее восточному склону хребта, по-видимому, осложнено разломом, так как из разреза здесь выпадают некоторые горизонты азикеевской свиты.

Синклиналь долины р. Нуры. В ядре этой складки залегают отложения сюрюнзякской свиты, в разрезе которой присутствуют типичные слюдяно-полевошпатовые сланцы и подчиненные им кристаллические доломиты и магнезиты.

Аболовская антиклиналь сложена в основном породами азикеевской свиты. В сложении ее замка значительную роль играют кварциты, представленные несколькими разновидностями. В одних участках гребни хребта падают на запад, а в других — на восток соответственно строению свода структуры. Восточное крыло антиклинали обнажено очень плохо. Выходы его пород можно видеть только у Татарского кладбища г. Белорецка. Обнажающиеся здесь слюдяные сланцы имеют некрутое восточное падение. Лучше обнажено западное крыло. Господствующие здесь различные слюдяные сланцы, а также зеленые сланцы, образовавшиеся за счет изменения амфиболитов, интенсивно и дисгармонично смяты. Имеющиеся данные позволяют считать антиклиналь асимметричной. У неё более крутое западное крыло, а более пологое — восточное.

Восточнее хр. Нурского проходит долина ключа Гуменного. Склоны и днище этой долины почти лишены выходов коренных пород, что затрудняет выяснение ее тектоники. Судя по общей форме долины и по смежному расположению с хр. Нурским, отвечающим антиклинали, долина, по-видимому, имеет синклинальное строение. Между меридиональной долиной ключа Гуменного и долиной р. Белой почти в черте г. Белорецка возвышается Заводской хребет.

Тектоника хр. Заводского. Этот хребет почти полностью сложен породами сюрюнзякской свиты. Свита интенсивно и нередко дисгармонично дислоцирована, что затрудняет познание общей тектонической структуры хребта. Детальные геологические исследования позволяют дать некоторую общую характеристику особенностей его тектоники. Прежде всего заслуживает внимания наиболее северный разрез через всю полосу отложений, слагающих Заводской хребет, в районе Канатного завода. Здесь, по обоим берегам Белорецкого пруда выходят породы сюрюнзякской свиты, представленные слюдяно-полевошпатовыми и другими сланцами и подчиненными им кристаллическими доломитами и известняками. Все эти породы имеют устойчивое восточное падение под отложения мраткинской свиты, слагающей гору Мраткину. Западнее Канатного завода в карьерах по добыче строительного камня наблюдаются уже западные падения пород свиты. Такие же элементы залегания отмечаются в еще более западных частях меридионального хребта, вплоть до его вершины. Приведенные краткие сведения об условиях залегания пород позволяют судить об общем антиклинальном строении Заводского хребта в районе Канатного завода. Сходная картина геологического строения хребта наблюдается в смежных участках, расположенных севернее и южнее данного района.

Тектоника горы Мраткиной. В крутом и высоком западном склоне этой горы от уровня Белорецкого пруда до вершины ее наблюдаются почти непрерывные выходы метаморфических пород. В основании склона залегают слюдяно-полевошпатовые сланцы и слюдистые карбо-

натные породы сюрюнзякской свиты, имеющие падение на восток под мраткинскую свиту. Восточное падение пород последней свиты наблюдается в рассматриваемом разрезе до самой вершины горы. Восточный склон горы Мраткиной сильно закрыт. Имеющиеся нечастые небольшие обнажения ее пород также характеризуются восточным падением. Все это позволяет предполагать, что гора Мраткина имеет моноклинальное строение.

Выше было охарактеризовано тектоническое строение Белорецкого поднятия в наиболее расширенной части его: от района р. Бол. Сюрюнзяка на западе до горы Мраткиной на востоке. В этой широтной полосе наблюдается последовательное чередование антиклиналей и синклиналей. К югу от данной широтной полосы описываемое поднятие постепенно суживается, что преимущественно связано с его погружением в данном направлении. В соответствии с этим количество антиклиналей и синклиналей в рассматриваемой сложной тектонической структуре становится меньше.

Амплитуда таких складок уменьшается, а общий геологический разрез сокращается за счет того, что на поверхность не выходят более древние толщи белорецкого комплекса.

К северу от описанной широтной полосы и западнее меридиональной долины р. Отнурока тектоника Белорецкого поднятия имеет некоторые местные особенности, существенно сказавшиеся на геоморфологии этого района. Здесь возвышенности и межгорные впадины нередко существенно уклоняются в своем простирании от общеуральского простирания главнейших хребтов и не имеют между собой параллельного расположения. В ряде случаев горные массивы в плане по своей общей форме приближаются к вытянутому овалу, более или менее обособленным друг от друга (гора Большая Кирель, хр. Большой Малиновый, гора Ялангас и др.). Не имея возможности из-за краткости изложения охарактеризовать главнейшие тектонические структуры данного района, остановимся на тектонике наиболее известного хр. Большого Малинового.

Малиногорская брахиантиклиналь по занимаемой площади сравнительно небольшая. Протяженность ее достигает 6,5 км, а наибольшая ширина до 2,5 км. Ядро складки сложено кварцитами малиногорской свиты, а крылья — слюдяно-кварцевыми и филлитовидными сланцами золотошишкинской (по А. И. Иванову, зигазино-комаровской) свиты. Ось складки, в общем, простирается в север-северо-западном направлении. Вблизи северного периклинального окончания она несколько изгибается и идет на север и даже несколько уклоняется на восток. Брахиантиклинальная форма складки подтверждается доступными для картирования периклинальными окончаниями ее. В данном случае следует отметить северное окончание, где хорошо видно, как кварциты малиногорской свиты уходят с поверхности, постепенно погружаясь под толщу сланцев золотошишкинской свиты. Брахиантиклиналь в наиболее приподнятых своих частях опрокинута на запад-юго-запад. Подвернутое крыло ее несколько срезано надвигом.

На надвиговой поверхности лежат кварциты, характеризующиеся падением слоев на ВЮВ под углом 20—30°.

Тектоника водораздела рек Белой и Отнурка между северными окрестностями г. Белорецка и районом ст. Шушна Белорецкой ж. д. Эта площадь по геологическому строению сходна с районом хр. Заводского и горы Мраткиной. Сюда, сохраняя свое простирание, близкое к меридиональному, заходят из упомянутого района отложения сюрюнзякской свиты с ее типичными слюдяно-полевошпатовыми сланцами, кристаллическими известняками, доломитами и магнезитами. Назван-

ная свита в основном и слагает сложную антиклиналь. К числу характерных тектонических элементов рассматриваемой полосы следует отнести брахискладки обособленных в рельефе гор Толстой, Россыпной и др., имеющих в плане преимущественно вытянутую овальную форму. Из-за плохой обнаженности склонов гор песка не представляется возможным определить на основании элементов залегания пород действительную природу складок, т. е. являются ли они брахиантиклиналями. Если породы, слагающие упомянутые горы, отнести к мраткинской свите, то можно указанные структуры отнести к брахисинклиналям.

Севернее широты ст. Шушпа Белорецкой ж. д. Белорецкое поднятие, постепенно погружаясь и суживаясь, протягивается меридионально к широтному колену р. Тирляна. Здесь у четко выраженного периклинального окончания его можно видеть, как метаморфические породы белорецкого комплекса падают на восток, север и запад под смежные толщи древних свит западного склона.

Юрюзано-Бельский сложный синклинальный прогиб охватывает сравнительно пониженную местность, окруженную высокими хребтами: Аваляк, Иремель, Зигальга, Кумардак, Урал-Тау и Столбы. Отрицательная форма рельефа этой местности в основном обусловлена сложным синклинальным прогибом. Общее синклинальное строение указанной местности прежде всего выявляется на основе анализа возрастных соотношений толщ пород, слагающих ее и перечисленные выше хребты.

В Мосеевых горах, отвечающих местным воздыманиям прогиба, залегают толщи пород самых верхних древних свит западного склона, а в участках максимального погружения, в Тирлянской и Юрюзанской мульдах — фаунистически охарактеризованные отложения ордовика, силура и девона. Хребты же, окружающие прогиб, сложены зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свитами, метаморфическими сланцами Белорецкого поднятия и антиклинория хр. Урал-Тау. Наличие описываемого сложного синклинального прогиба подтверждается и характером залегания отложений. Породы хр. Аваляк (южная его оконечность), хребты Иремель, Кумардак, Белорецкое поднятие и западный склон хр. Урал-Тау характеризуются падением в сторону этого прогиба.

Разрывные нарушения в Приурал-Тауской зоне.

Прежде всего следует отметить разлом, приуроченный к контакту отложений Белорецко-Зилаирского синклинория с метаморфическими породами хр. Урал-Тау. Отвечающая ему тектоническая линия прослеживается от широты г. Белорецка на юг до Южного Крака, а затем — от устья р. Бутуруза, притока р. Урман-Зилаира, до дер. Акназарово, находящейся у восточной части широтного колена р. Сакмары, и далее на юг. В первом из указанных районов у тектонической линии наблюдается выпадение из разрезов в одних участках отложений ордовика, а в других, кроме того, — отложений силура и нижнего девона. Вследствие этого наблюдается непосредственный контакт с метаморфическими сланцами Урал-Тау. Во втором районе из разреза в одних местах выпадают уразинская свита ордовика и бетринская свита силура и нижнего девона, в других — уразинская свита. Поверхность надвига в первом районе падает на восток. По ней метаморфические сланцы Урал-Тау надвинуты на палеозойские отложения. Во втором районе она наклонена на запад, и здесь, наоборот, последние отложения надвинуты на указанные породы Урал-Тау.

Разрывные нарушения типа взбросо-надвигов, ориентированные более или менее согласно с общим направлением уральской

складчатости, налагают существенный отпечаток на тектонику Юрюзано-Бельского синклинального прогиба. Под влиянием взбросо-надвига значительно срезано восточное крыло Тирлянкой синклинали и полностью — западное крыло Юрюзанской синклинали.

В западном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория отмечаются случаи местных разрывов и передвижек. Под их влиянием здесь из разрезов выпадают то одни, то другие толщи палеозоя, которые, как правило, характеризуются значительной выдержанностью фациального состава по простиранию: песчаники ордовика, доломиты и сланцы лландоверы, глинистые сланцы венлока. Поверхности взбросо-надвигов падают на восток.

Подобного типа нарушения отмечаются и в Прикракинской синклинали. Так, например, у Северного и Южного Крака местами из разрезов ее крыла, примыкающего к этим массивам, выпадают толщи то бетринской, то залаирской свит.

Все отмеченные выше разрывные нарушения характеризуются линиями надвигов, ориентированными более или менее согласно общепалеозойскому простиранию складчатости. Взбросо-надвиги с линиями надвигов, идущими вкрест указанного простирания, сравнительно редки. Примером в данном случае может служить взбросо-надвиг, отмеченный выше при описании Малиногорской брахиантиклинали. Такой же тип нарушения выражен у подошвы южного склона горы Мраткиной, где силурийские известняки, следуя по своему простиранию на север, упираются в толщу метаморфических пород этой горы.

Древнейший, первый, этап тектогенеза Приурал-Тауской зоны падает на время, предшествующее накоплению осадков белорецкого комплекса. Этот этап, по-видимому, охватывает верхний архей и нижний протерозой. В условиях геосинклинали шло заложение и развитие фундамента. Структурные этажи этого фундамента нигде в Приурал-Тауской зоне на поверхность не выходят.

Второй этап тектогенеза охватывает время завершения формирования осадков белорецкого комплекса, их существенного метаморфизма и заложения главнейших структурных особенностей Белорецкого поднятия. По времени он, вероятно, относится к концу среднего и началу верхнего протерозоя. Типичные геосинклинальные условия на западном склоне Южного Урала к концу этого этапа исчезают.

Третий этап тектогенеза в основном падает на позднедокембрийское время. В развивающемся прогибе шло накопление терригенных и частью карбонатных осадков древних свит. Палеогеографическая обстановка в основном определялась колебательными движениями. К концу данного этапа полуплатформа испытывает преимущественно восходящие движения. Под влиянием их многие участки земной коры вышли из-под уровня бассейна и подверглись глубокому размыву.

В течение четвертого этапа тектогенеза в ордовике, силуре и девоне, а на юге и в кембрии Приурал-Тауская зона была преимущественно областью развивающегося прогиба. На этом общем фоне колебательные движения создавали сложную обстановку осадконакопления, сказавшуюся на фациальной изменчивости отложений, особенно силура и нижнего девона (в разрезе Белорецко-Зилаирского синклинория по направлению с запада на восток в эти эпохи происходило замещение карбонатных осадков терригенными породами). С тектогенезом рассматриваемого этапа связано заложение Кракинской и Сакмарского поднятий, а также образование разломов, явившихся путями проникновения ультраосновной и основной магмы, главным образом в границах данных поднятий.

В пятом, верхнепалеозойском этапе тектогенеза в Приурал-Тауской зоне проявились те главнейшие в ее истории тектонические движения, которые обусловили основные черты морфологии описанных выше тектонических структур и разрывных нарушений.

ТЕКТОНИКА ЗОНЫ ХР. УРАЛ-ТАУ

Зона Урал-Тау от смежных зон западного и восточного склонов Южного Урала отличается не только составом, метаморфизмом и возрастом слагающих его толщ, но и тектоническим строением. Это строение изучалось главным образом попутно при геологическом картировании Южного Урала по отдельным листам и планшетам, в границы которых входили те или иные площади рассматриваемой зоны (Дингельштедт, 1933; Ожиганов, 1937, 1941, 1953, 1955, 1960; Кириченко, 1941; Хабаков, 1941; Ключихин, 1956; Кривонос и Москвичев, 1957; Криницкий и Криницкая, 1958; Волошин, 1959 и др.).

Некоторые авторы останавливались на изложении своих взглядов на тектонику хр. Урал-Тау в отчетах о маршрутных исследованиях охватывавших обширные площади Южного Урала (Либрович, 1932, Павлинов, 1937). Вопросам тектоники этого хребта уделено некоторое внимание в сводных работах, посвященных геологическому строению СССР (Архангельский, 1932, 1948) или общему описанию тектоники всего Урала (Горский, 1958).

Несмотря на значительный метаморфизм толщ и интенсивную сложную дислоцированность их, общая структура ее вырисовывается более или менее четко. Она имеет форму антиклинория, прослеживающегося от границ Златоустовского района до широты Южного Крака, а южнее, вплоть до района Орской ж. д. — меридионально. Общее антиклинальное строение зоны прежде всего доказывается пространственным расположением комплексов и серий, выделенных в пределах ее, и характером залегания их. При рассмотрении общей формы тектонической структуры указанного пояса последнюю можно подразделить на три неравные части: северную, среднюю и южную.

Северная часть находится в границах Кирябинского, Тирлянского, Белорецкого и Прикраинского районов. Она является областью залеганий метаморфических свит нижней серии суванякского комплекса.

Здесь в осевой части структуры залегает самая древняя свита упомянутого комплекса — уткальская, а в западном крыле ее (восточное крыло сильно срезано разломом) идет последовательная смена с востока на запад отложений свит от более древних к более молодым: курташской, тупаргаской, мазаринской и укшук-арвякской. Уткальская свита здесь почти всюду образует четко выраженный свод, характеризующийся в восточной половине полосы развития ее пород падением на восток, а в западной — на запад. Перечисленные же выше свиты почти всюду имеют устойчивое западное падение. На площади, примыкающей к Белорецкой впадине мазаринская и укшук-арвякская свиты падают на восток. Это объясняется тем, что данные свиты опрокинуты и надвинуты на отложения указанной впадины, относящиеся к силуру и девону. Последние также имеют восточное падение под протерозойские сланцы указанных свит.

Вблизи пос. Кирябинского полоса пород уткальской свиты быстро суживается, а ее сланцы вслед за этим уходят с дневной поверхности. Севернее этого поселка в своде антиклинория залегает уже мазарин-

ская свита, а в крыльях—укшук-арвякская свита. Еще севернее, у границы с Златоустовским районом, в замке структуры уже залегают отложения укшук-арвякской свиты. Таким образом, на крайнем севере описываемой части метаморфического пояса наблюдается существенное погружение оси антиклинория. Значительное погружение ее отмечается также на параллели г. Белорецка и несколько южнее, где отложения уткальской свиты на поверхность не выходят (район Верхне-Уральского и Абзаковского трактов).

Средняя часть антиклинория, находящаяся между параллелью южной границы Южного Крака и районом верховьев р. Губерли, характеризуется значительным воздыманием шарнира его. Здесь в глубоко эродированном своде антиклинория выходят сильно метаморфизованные породы максютовского комплекса, а уткальская и другие свиты суваянского комплекса залегают только в крыльях описываемой структуры, в основном в западном крыле; восточное крыло в большей своей части нарушено разломом и опущено.

Максимуму воздымания шарнира антиклинория отвечают выходы на поверхность наиболее древних образований максютовского комплекса, характеризующиеся присутствием ассоциаций минералов эклогитовой и глаукофановой метаморфических фаций.

Южная часть антиклинория в районе р. Губерли и южнее представляет собой сложную, но четко выраженную периклиналь. В разрезе последней можно наблюдать, как наиболее древние и глубоко метаморфизованные породы яманташской свиты—эклогиты, гранато-глаукофановые и другие сланцы, развитые в окрестностях дер. Шубино,—погружаются у р. Губерли под толщи более молодых свит максютовского комплекса, характеризующиеся развитием преимущественно светлых мусковито-кварцевых сланцев и кварцитов, а эти последние в более внешних частях рассматриваемой периклинали — под отложения ишимбетовской серии, которые в свою очередь уходят под толщи суваянского комплекса.

Для антиклинория зоны хр. Урал-Тау характерна асимметрия. Западное крыло, как правило, по сравнению с восточным крылом его падает более полого.

Общая тектоническая структура зоны хр. Урал-Тау характеризуется присутствием складок второго порядка, приближающихся по общей своей форме к сложным брахиантиклинальным поднятиям. Наиболее крупные из числа их свойственны области развития максютовского комплекса. В поверхности размыва этой области ядрам таких складок отвечают площади выходов наиболее древних и наиболее глубоко метаморфизованных пород максютовского комплекса. В границах распространения максютовского комплекса, по Д. Г. Ожиганову, находятся следующие брахиантиклинальные поднятия: Яманское, Сакмаро-Баракальское, Караяново-Ивановское, Федосеево-Шубинское, Байкатлинское (Гумеровское), Иткулово-Теканское, Талатшинское и др. В тектоническом строении этих поднятий много общего. Ниже приводится краткая характеристика только некоторых из них.

Яманское поднятие. Это поднятие отличается значительной амплитудой и значительным размером занимаемой площади. Ось его имеет в общем север-северо-восточное простирание. Ядро этой сложной брахиантиклинальной структуры наиболее приподнято в районе дер. Максютово, где и вскрывается на некоторую глубину каньонообразной долиной р. Яман-Зилаира. Эта же долина пересекает оба крыла складки в участке ее наибольшего расширения. Ядро сложено разнообразными кристаллическими сланцами яманташской свиты, в составе

которых большую роль играют материалы прогрессивного регионального метаморфизма: красный гранит и глаукофан. Глубоко врезанная меандра реки вскрывает контакт яманташской свиты с покрывающей ее тазгакской свитой. Здесь хорошо видно, как породы ядра структуры обеих толщ начинают погружаться в юго-юго-западном направлении. Погружается в указанном направлении и все брахиантиклинальное поднятие. Постепенно суживаясь, оно отсюда прослеживается до рек Сакмар-Тилле и Баракал-Тилле, где, как можно судить по разрезам этих рек, в сложении его принимают участие только породы чумакской свиты и где более древние образования, относящиеся к яманташской свите, уже на поверхность не выходят.

Погружение поднятия от района дер. Максютото наблюдается также и в север-северо-восточном направлении. В разрезах водораздела рек Яман-Зилаира и Сакмары и левого берега последней на участке, находящемся выше устья притока Кармала и по этому притоку, породы яманташской свиты также на поверхность не выходят, а обнажения сложены тазгакской и чумакской свитами. Еще северо-восточнее на широтах района дер. М. Юлдыбаевой погружение рассматриваемой структуры достигает такого значительного размера, что в разрезах ее выступают не только тазгакские, чумакские и мугайские, но и более молодые — ишимбетовские породы.

Описываемая структура явно асимметрична. Осевая плоскость ее наклонена на восток-юго-восток, вследствие чего преобладают запад-северо-западные падения как слоистости, так и кливажа осевой плоскости.

Поднятие осложнено брахиантиклинальными складками, амплитуда которых обычно не выходит за пределы мощностей тазгакской, чумакской, мугайской и искужинской свит, которыми они бывают сложены. В ядрах таких складок залегают тазгакская и чумакская свиты, а в крыльях — мугайская и искужинская. Примером в данном случае могут служить структуры: Кайрыклы-Сакмарская, Сакмар-Тиллевская, Алатская, Кармалинская и др. Все эти брахиантиклинали, как и поднятие в целом, асимметричны. Осевые плоскости их преимущественно наклонены на юго-восток и юго-юго-восток.

На общей форме и строении Яманского поднятия существенно сказались разрывные нарушения. Благодаря разлому и передвижкам в районе дер. Максютото из разреза запад-северо-западного его крыла выпадают чумакская и мугайская свиты. Примыкающие к тектоническому контакту толщи искужинской свиты прорваны небольшими интрузиями базальтовой и ультраосновной магм, породы которых сильно метаморфизованы. Такие же нарушения, обусловившие выпадения тех или иных толщ и горизонтов метаморфических сланцев, наблюдаются в строении обоих крыльев поднятия и в других частях его. (Рис. 46)

Сакмаро-Баракальское поднятие. Оно охватывает обширный район, в границы которого входят: водораздел между нижним течением р. Баракал-Тилле и р. Сакмарой и водораздельная возвышенность, расположенная к востоку от меридионального участка р. Сакмары. Тектоническое строение описываемого поднятия отличается большой сложностью, что связано с весьма интенсивной дислоцированностью слагающих его толщ и наличием сравнительно частых разрывных нарушений различного типа. Общая положительная форма этой структуры прежде всего определяется возрастом толщ, слагающих ядро, и возрастом толщ, развитых в его крыльях. Ядро сложено породами яманташской свиты с красным гранитом и голубым глаукофаном, а крылья, кроме того, — породами тазгакской и чумакской свит. Поднятие осложнено антиклинальными и синклинальными складками.

Отметим некоторые из них. Восточная антиклиналь находится близ северного периклинального окончания поднятия, где она прослеживается вдоль левобережья меридионального отрезка долины р. Сакмары почти до широты дер. Альмухаметово. Ядро антиклинали сложено глубокометаморфизованными породами яманташской свиты, а крылья — кварцитами и другими породами тазгакской и чумацкой свит.

Западнее Восточной антиклинали простирается Западная антиклиналь. Эта антиклиналь, особенно в северной части, отличается более значительной амплитудой по сравнению с амплитудой Восточной анти-



Рис. 46. Интенсивная дисгармоничная складчатость в кварцитах тазгакской свиты, залегающая в постели надвига, кровлей которого являются гранато-глаукофановые сланцы яманташской свиты. Левый берег р. Крепостного Зилаира (Яман-Зилаир). Фото Г. Князева

клинали. В глубокоэродированном своде ее на водоразделах рек на значительных площадях выступают пластообразные и жилообразные тела эклогитов, а также сопровождающие их другие глубокометаморфизованные породы яманташской свиты. Между Восточной и Западной антиклиналями находится узкая синклиналь. Эта складка сильно размита, но по ряду имеющихся здесь в крутых береговых склонах обнажений видно, что она сложена кварцитами и другими породами тазгакской и чумацкой свит. Синклинальное строение складки, помимо приведенных данных, характеризуется и элементами залегания пород, что особенно наглядно выражено в поперечном разрезе глубокой долины р. Сакмары выше устья р. Баракала. Здесь на левом берегу кварциты тазгакской свиты падают на запад, а на правом — на восток.

Западное крыло Западной антиклинали в участке нижнего течения р. Баракал-Тилле осложнено Баракал-Тиллевским синклинальным прогибом, к которому здесь и приурочена долина этой реки.

Охарактеризованные выше складки Сакмаро-Баракальского поднятия асимметричны и нарушены разломами типа небольших надвигов. Так, например, восточное крыло четко выраженной Восточной

антиклинали запрокинуто на восток, и слагающие его породы тазгакской свиты несколько надвинуты на более молодые образования, относящиеся к иркушинской свите. Западное крыло Западной антиклинали в крайней западной части запрокинуто на запад, и слагающие его более древние и более глубоко метаморфизованные толщи тазгакской свиты и верхних горизонтов яманташской свиты надвинуты на более молодые и менее метаморфизованные породы ишимбетовской серии. Плоскость надвига падает на восток.

Передвижки, происходившие здесь, вызвали в породах мелкую интенсивную дизгармоничную деформацию. С этим разломом связаны небольшие тела антигоритовых серпентинитов и амфиболовых сланцев с гранатом, образовавшихся при метаморфизме из интрузивных пород основной магмы. Выходы их встречаются в крутых берегах р. Сакмары ниже устья Баракала.

Караяново-Ивановское поднятие по амплитуде напоминает описанное выше Сакмаро-Баракальское поднятие, но по занимаемой площади превосходит его. Оно по ширине охватывает всю полосу развития максютовского комплекса и по простиранию тянется от дер. Антингановки до дер. Михайловки.

Максимум воздымания поднятия находится между реками Сакмарой и Дергамышем, между параллелью, проходящей несколько южнее дер. Караяново, и параллелью дер. Уторбаево. Здесь ядро сложной и обширной брахиантиклинальной структуры, как можно видеть по частым обнажениям глубокой долины р. Сакмары, в участке между указанными деревнями, а также по берегам и береговым склонам поперечной долины безымянной речки, представлено толщами яманташской свиты. Как и в разрезе ядра описанного выше Баракальского поднятия, здесь большую роль играют глубокометаморфизованные породы: эклогиты и разнообразные кристаллические сланцы. От центральной, наиболее приподнятой зоны рассматриваемой тектонической структуры отмеченные породы яманташской свиты уходят под толщи сланцев более молодых свит максютовского комплекса.

Караяново-Ивановское поднятие, как и описанное выше Яманское поднятие, асимметрично. В целом оно также наклонено в восточном направлении.

Поднятие сложно по своему строению. Породы как ядра, так и крыльев его интенсивно смяты в складки разных порядков. Из числа их наиболее крупными являются складки Караяновская и Ивановская, расположенные почти параллельно друг другу и ориентированные согласно общей север-северо-восточной вытянутости всего поднятия. Первая складка находится в западной, а вторая — в восточной его частях. Обе складки асимметричны, осевые плоскости их наклонены на восток. Отделяются они друг от друга неглубокой синклиналью. Разломы местного значения нередки и в центральной зоне поднятия. Существенное значение имеют разломы региональные. Один из них (западный) проходит по контакту максютовского и суваянского комплекса, а другой (восточный) — по контакту максютовского комплекса с породами восточного склона.

Описанные выше поднятия свойственны наиболее расширенной части полосы распространения пород максютовского комплекса. В северных районах этой полосы, где она суживается и где шарнир антиклинория заметно погружается, амплитуда рассматриваемых структур падает и строение их несколько упрощается. Примером в данном случае может служить Байкатлинское брахиантиклинальное поднятие. Это поднятие в плане имеет форму, приближающуюся к овалу, несколько вытянутому в северо-восточном направлении.

Существенный отпечаток на общую форму тектонической структуры метаморфического пояса Урал-Тау наложили разрывные нарушения регионального значения. Наибольшее влияние оказал восточный (Восточно-Уралтауский) разлом, проходящий вдоль восточной границы метаморфического пояса. Под влиянием его и бывших здесь передвижек восточное крыло антиклинория в большей своей части оборвано, опущено и скрыто под палеозойскими породами западного крыла Магнитогорского прогиба. По сложному разлому формировались габбровые и гипербазитовые интрузии. Они почти непрерывно протягиваются вдоль тектонического контакта, будучи в основном приуроченными к отмеченным палеозойским породам.

Наличие разлома не только подтверждается приведенными выше данными, но и характером взаимоотношения толщ, залегающих по ту и другую стороны тектонической линии. С запада, со стороны метаморфического пояса, к этой линии подходят в разных местах метаморфические сланцы, неодинаковые по возрасту и составу, а с востока — породы, начиная от нижнего карбона и кончая нижним палеозоем.

Восточно-Уралтауский разлом многими авторами относится к типу глубинных разломов с древним заложением. По-видимому, все же этот разлом начал формироваться в палеозое, так как он сечет уже метаморфизованные породы восточного крыла антиклинория Урал-Тау, уходящие под палеозойские толщи магнитогорского синклинория. По данным В. М. Кривоносова, в районе дер. Сеиткулово по левому склону долины р. Бол. Кизила встречен ограниченный разломами блок амфиболовых, амфиболо-гранатовых сланцев и слюдистых графитокварцевых сланцев максютювского комплекса зоны Урал-Тау. Он встречен среди площади развития ниже- и среднепалеозойских сравнительно слабо метаморфизованных отложений восточного крыла упомянутого прогиба. Э. С. Бучковским в результате проходки скважин по профилю, пересекающему зону контакта пород максютювского комплекса с породами восточного склона, выяснено, что первые прослеживаются в качестве фундамента под осадочными и вулканогенными толщами силура и девона восточного склона и секутся, как и последние толщи, Восточно-Уральским разломом.

Существенно сказались на строении метаморфического пояса зоны Урал-Тау разломы, проходящие внутри него. Среди таких разломов следует отметить Янтышево-Юлукский разлом (Ожиганов 1957). Он прослеживается с некоторыми перерывами близ границы максютювского и суваянского комплексов из района р. Губерли до широты дер. Кошкарово, находящейся у р. Яман-Зилаура, и далее на север в район с. Юлук. У этого разлома местами выпадают те или иные толщи пород названных комплексов. Так, например, у широтного колена р. Сакмары и севернее отсутствует в разрезе вся нижняя серия суваянского комплекса, а в правобережье ее верховьев в районе пос. Текан-Сукан — ишимбетовская серия Максютювского комплекса. К разлому приурочены небольшие интрузии ультраосновных пород, полностью обращенных в серпентиниты, и узкая прерывистая полоса метаморфизованных пород зеленокаменного облика, образовавшихся из габброидов.

Западная граница метаморфического пояса преимущественно отвечает тектоническим линиям. Как уже отмечалось, разлом типа надвига четко выражен в районе г. Белорецка. Здесь метаморфические сланцы укшук-арвякской и мазаринской свит надвинуты на палеозойские палеонтологически охарактеризованные толщи Белорецкой впадины и имеют непосредственный контакт в одних местах с силурийскими средне — нижнедевонскими, а в других — с верхнедевонскими (зилаирскими) отложениями, всюду имеющими видимое падение под указанные

метаморфические сланцы. Под влиянием Западно-Уралтауского разлома в Зилаирском районе и южнее местами выпадают из разрезов уразинская свита ордовика и бетринская свита силура и нижнего девона. В Тирлянском районе он сильно срезает укшук-арвякскую свиту, а в Кирябинском проходит по границе древних свит и укшук-арвякской свиты.

Сложная тектоническая структура метаморфического пояса хр. Урал-Тау сформировалась в условиях краевой части Уральской геосинклинали под влиянием тектонических движений как докембрия, так и палеозоя. В докембрии в условиях краевой части Уральской геосинклинали в зоне этого хребта происходили в отдельные эпохи орогенные движения, вызывавшие образование складчатых гор.

ТЕКТОНИКА МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ

В границах этой зоны находится Магнитогорский синклинорий. Описание особенностей тектоники этого синклинория приводится в работах Л. С. Либровича (1932, 1936), Г. И. Кириченко (1940), Ф. И. Ковалева (1945), Н. П. Хераскова (1948), И. И. Горского (1948, 1958), О. А. Нестояновой (1958) и др.

Магнитогорский синклинорий по Восточно-Уралтаускому разлому граничит с Уралтауским антиклинорием, а на востоке по Миас-Кидешевско-Джусалинскому разлому — с Урало-Тобольским поднятием. В северной части (примерно от 55° с. ш.) Магнитогорский прогиб испытывает значительное поднятие, вследствие чего ширина его здесь резко сокращается, не превышая, по данным Е. А. Кузнецова (1958), 1—1,5 км. К югу от г. Миаса в связи с быстрым и глубоким погружением прогиб резко расширяется и на широтах Магнитогорска и Баймака достигает 110 км.

Внутреннее строение Магнитогорского синклинория довольно сложное: оно обусловлено чередованием субмеридиональных антиклинальных и синклинальных структур, сложенных разновозрастными вулканогенными отложениями, границами между которыми нередко являются разломы. Ниже приводится краткое описание некоторых из этих структур.

Присакмаро-Миндякская синклиналь сложена отложениями верхнего девона и нижнего карбона. Она прерывисто протягивается вдоль восточного склона Южного Урала, достигая в ширину до 20 км. Эта структура, расположенная между Уралтауским антиклинорием и Ирендыкской антиклиналью, впервые была выделена Л. С. Либровичем (1932) как Баймакская подзона, затем Баймакская зона (Горский, 1958). На западе она ограничена Восточно-Приуралтауским, а на востоке — Западно-Ирендыкским разломами. Внутреннее строение описываемой синклинали отличается большой сложностью, наличием сжатых изоклинальных складок и небольших разрывов.

На всем большом протяжении рассматриваемая синклиналь испытывает значительные ундуляции погружения и поднятия.

Тубинско-Таналыкская антиклиналь протягивается западнее хр. Ирендык от пос. Тубинского до пос. Бурейбай, к югу от которого, судя по изолированным выходам эффузивов основного и кислого состава баймак-буребаевской свиты, она прослеживается и далее на юг. На востоке эта структура по крутому разлому примыкает к Ирендыкской антиклинали. На западе контакт во многих пунктах носит характер надвига.

Восточное крыло антиклинали опрокинута на восток. В сложении синклинали принимают участие диабазы, порфириды, альбитофиры, их туфы верхнего силура, нижнего и среднего девона.

Ирендыкская антиклиналь — одна из крупных тектонических структур Магнитогорского синклинория. Она протягивается на многие десятки километров вдоль всего восточного склона Южного Урала, достигая в ширину 10—12 км. Орографически эта структура выражена горными хребтами Южного Урала — Ирендык-Крыкты-Куркак, а также возвышенностями, расположенными к северу и югу от этих горных массивов. Антиклиналь асимметрична. С востока и запада она ограничена значительными разрывными дислокациями, по которым эта структура испытывала новейшие дифференцированные движения.

Ирендыкская антиклиналь сложена ирендыкской свитой. В осевой части выступают нижние толщи последней, представленные мраморизованными известняками с палеонтологической характеристикой верхнего силура, низов девона, затем диабазы, рогообманковые порфириды и их туфы. Крылья структуры сложены вулканогенными образованиями ирендыкской свиты, преимущественно туфами, среди которых изредка встречаются известняки и туфы с обломками известняков с фауной кобленцкого яруса, иногда кобленц-эйфеля.

Западное крыло Ирендыкской структуры характеризуется значительной смятостью с крутыми углами падений крыльев (70—80°). Сравнительно пологие складки в западном крыле с углами падения 20—30°, реже более крутыми (45—60°), отмечаются в северной части хр. Ирендык (к северу от дер. Губайдулиной).

Восточное крыло в отличие от западного дислоцировано значительно слабее. Морфологически оно выражено моноклиной субмеридионального простирания, сложенной верхней толщей ирендыкской свиты, преимущественно слоистыми туфами андезито-базальтового состава с восточными углами падений от 35 до 60—65°, а местами более пологими (15—25°).

Карамалыташская антиклиналь (Либрович, 1936; Ковалев, 1945) представляет прекрасно выраженную морфологически несколько асимметричную брахиантиклиналь, которая протягивается свыше 20 км в субмеридиональном направлении. Карамалыташская антиклиналь сложена в осевой части диабазами, спилитами и диабазовыми порфиритами нижнего девона с очень пологими углами падений (15—20°, реже 30—40°). В крыльях развиты кислые эффузивы: альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы. Периклиналильное погружение антиклинали четко окаймляют красные яшмы бугулыгырского горизонта. Западное крыло опрокинута несколько на запад с видимыми восточными углами падения (60—70°). Восточное крыло более пологое с углами падения 30—40°, реже до 70—85°, местами оно осложнено разрывными нарушениями.

Гадилевская антиклиналь удалена на 75 км к югу от южного погружения Карамалыташской антиклинали. Аналогично последней она сложена нижедевонскими отложениями, имеет почти меридиональное простирание и асимметричное строение крыльев, отличаясь более значительными размерами. Западное крыло более крутое, местами оборвано сбросом (Кириченко, 1940). Внутренняя часть антиклинали осложнена небольшими складками с углами падений от 25 до 45—70° к востоку и западу. К югу от Гадилевской антиклинали расположены цепочкой *Северо-Калиновская*, *Гайская*, *Борковская*, *Орская* и другие брахиантиклинали. Эти структуры имеют субмеридиональное простирание и сложены диабазо-альбитофировой формацией карамалыташской свиты. Брахиантиклинали осложнены складками с пологими

и крутыми углами падений, а также разрывными нарушениями и зонами рассланцевания, в которых эти породы рассланцованы, превращены в хлоритовые, кварцево-серицитовые и другие сланцы. К югу от Гайской и Борковской структур четко выделяется *Орская антиклиналь*. Очевидно, аналогичные структуры имеются и к югу от долины р. Урала, однако они изучены слабо.

Биягодино-Уртазымская синклиналь расположена непосредственно к востоку от Ирендкской антиклинали и выполнена верхнедевонскими отложениями. С востока и запада на значительных расстояниях она ограничена разрывными дислокациями. В северной части описываемого восточного склона Южного Урала эта структура обозначается в синклиналях—Шардотминской, Тетрауской и Юкалинской, выполненных средне- и верхнедевонскими отложениями. К югу от Юкалинской синклинали, ограниченной с востока и запада разломами, рассматриваемая синклинальная структура наиболее четко выражена на широте Первого Нязгуловского рудника, где она окаймлена кремнистыми сланцами мукасовского горизонта. Южнее эта структура с некоторыми перерывами прослеживается до широты пос. Аскароро и г. Биягоды.

Эта синклиналь выделялась как Кизильская (по р. Кизилу, Ковалев, 1945), а южнее — под названием Худолазской синклинали. Вследствие общего погружения рассматриваемая структура значительно расширяется — до 15—20 км. В ней, кроме улутауской и колтубанской свит, принимают участие отложения зилаирской свиты. Южнее рассматриваемая структура испытывает поднятие шарнира, затем с приближением к р. Бол. Уртазыму — новое погружение. Эта наиболее погруженная часть структуры известна как Уртазымская синклиналь. Краевые части Уртазымской синклинали сложены отложениями среднего и верхнего девона. Несимметричность этой структуры подчеркивается пологими восточными залеганиями в западном крыле и крутыми западными углами падения в восточном крыле. В сложении синклинали, помимо верхнего девона, принимают участие отложения нижнего карбона, слагающие осевую часть структуры. С востока эта структура ограничена разломом, который имеет здесь почти прямолинейный характер и следует региональному разлому (Кизильскому). Восточнее пос. Ново-Актюбинск осевая часть описываемой структуры осложнена небольшой (Восточно-Новоактюбинской) антиклиналью, сложенной породами улутауской свиты. Вследствие такого осложнения рассматриваемая структура здесь расширяется.

Бакрузьякская брахиантиклиналь сложена среднедевонскими и нижнедевонскими вулканогенными образованиями с углами падения крыльев от 20 до 50—70°. В восточном крыле проходит крупный разлом; менее значительные разрывные нарушения меридионального направления, к которым приурочены интенсивная гематитизация и эпидотизация, отмечаются и в западном крыле. Вулканогенные образования основного состава, слагающие внутреннюю часть структуры, имеют крутые углы падения (60—75°) к западу и востоку. В осевой части, как это можно судить по данным горных работ, проходит значительная зона милонитизации меридионального направления. В ней локализуются рудные тела Бакрузьякского месторождения.

Следуя далее на юг, через 20 км находится другая брахиантиклиналь — *Сибавская* со смещением оси в западном направлении (названная Ивановым по месторождению Сибай). В сложении ее принимают участие породы спилито-кератофировой и диабазово-альбитофировой формаций карамалыташской свиты. Внутренняя часть брахиантиклинали осложнена крупной зоной милонитизации, имеющей северо-восточное простирание (СВ 20°), хорошо вскрытой в северном карьере

(Нестоянова, 1959). Восточное крыло и, по-видимому, осевая часть Сибаяевской брахиструктуры разбиты мощными зонами милонитизации почти меридионального простиранья ($S335^{\circ}$), к которым и приурочены рудные тела Сибаяевского месторождения.

Верхнеуральско-Магнитогорская синклинали. Это самая крупная тектоническая структура Магнитогорского синклинория, достигающая в наиболее широкой части до 30—40 км. По простиранью, осложняясь поперечными поднятиями, она прослеживается почти от параллели 55° северной широты до Ново-Орска. Местами как с востока, так и с запада эта структура ограничена разломом значительной протяженности. В границы Башкирии она входит западным крылом, сложенным колтубанской и зилаирской свитами, а также осевой частью, выполненной нижним и средним карбоном. Северная часть этой структуры морфологически хорошо выражена в юго-восточной части Учалинского и северной части Верхне-Уральского районов, где она описана как Верхне-Уральская синклинали. Здесь в краевых частях ее выступают отложения колтубанской свиты, а внутренние части выполнены фамено-турнейскими отложениями зилаирской свиты и осложнены дополнительными складками северо-восточного простиранья с юго-восточными углами падения (от $10—15^{\circ}$ до $45—50^{\circ}$, реже $60—70^{\circ}$). Из дополнительных складок наиболее значительной является Кирская антиклиналь, восточное крыло которой опрокинута на восток и осложнено разломом (Кирсинским). К югу от г. Верхне-Уральска рассматриваемая синклинали испытывает глубокое погружение и выполнена каменноугольными отложениями.

Морфология этой структуры характеризуется асимметричным строением крыльев. Западное крыло и осевая часть ее смяты в изоклинальные опрокинутые на восток складки, имеющие почти меридиональное простиранье. В районе пос. Смеловского устанавливается четкое центроклинальное замыкание известняков кизильской свиты с пологими углами падения в южном направлении. На широте г. Магнитогорска в осевой части выделяются две узкие, вытянутые в меридиональном направлении синклинали: 1) синклинали «Кремневого Лога» и 2) Маркинская синклинали, сложенные средним карбоном. Западные крылья этих структур нередко наклонены и опрокинуты на восток. В южном направлении западнее пос. Кизильского протягивается узкая, вытянутая в меридиональном направлении Сосновская синклинали, осевая часть которой резко смещена к западному борту Магнитогорского прогиба.

Восточное крыло Магнитогорского синклинория в пределы рассматриваемой территории (Оренбургской области) входит лишь южнее параллели $52^{\circ} 30'$ с. ш., где в строении его В. Н. Красновой и др. (1959) выделяются три антиклинальные структуры: 1) Чекинско-Карабулакская, 2) Ершовско-Ждановская и 3) Гусихинская, разделенные синклиналими. Антиклинали сложены вулканогенными образованиями нижнеберезовской толщи, а разделяющие их синклинали выполнены эффузивами верхней березовской толщи. Западное крыло здесь сложено известняками кизильской свиты; оно собрано в дополнительные антиклинальные и синклинальные складки меридионального простиранья, преимущественно с углами падения $45—50^{\circ}$, иногда $60—70^{\circ}$, с тенденцией опрокидывания их на восток, иногда на запад. На широте Ново-Орска синклинальная зона резко сокращается (до 10 км), а южнее скрывается под мезокайнозойские отложения.

Имангуловская синклинали находится в юго-восточной части Учалинского района. Морфологически это хорошо выраженная, почти симметричная синклинали меридионального простиранья, крылья кото-

рой сложены вулканогенными образованиями колтубанской свиты, а осевая часть — отложениями, по-видимому, зилаирской свиты, с полыми углами падений (около $15-20^\circ$).

Северным продолжением Имангуловской синклинали является небольшая *Ильчинская синклинали*, которая отделяется Малоучалинской антиклиналью (названной по оз. Малые Учалы) (Нестоянова, 1959). Она представляет собой асимметрично сложено построенную структуру с моноклинальным западным и интенсивно смятым восточным крыльями, разбитыми субмеридиональными и диагональными разрывными дислокациями, зонами расланцевания, по-видимому связанными с Карагайлинским разломом. В структурном отношении к Малоучалинской антиклинали, разбитой разломами, приурочено Учалинское колчеданное месторождение.

К северо-востоку от Ильчинской синклинали кулисообразно с отклонением оси на восток расположена *Шартымская синклинали* — одна из крупных структур северо-восточной части Учалинского района. Шартымская и Ильчинская синклинали разделяются между собой Сафаровской антиклиналью, сложенной преимущественно эффузивами карамалыташской свиты и ограниченной с востока и запада разломами.

Шартымская синклинали характеризуется асимметричным строением с опрокинутым к востоку западным крылом (под углом $60-75^\circ$). Она имеет северо-восточное, близкое к меридиональному, направление (СВ $20-30^\circ$) и прослеживается на $60-70$ км при ширине $5-7$ км. С востока эта структура ограничена разломами, к которым в восточном крыле приурочиваются интрузии гранитоидов. Крылья Шартымской синклинали сложены эффузивами и туфами колтубанской (?) свиты, а осевая часть выполнена известняками кизильской свиты визейского и намюрского ярусов нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона.

Ахуново-Гумбейская антиклиналь расположена в восточной части Магнитогорского синклинория, где протягивается на сотни километров вдоль западного склона Восточно-Уральского антиклинория. Эта антиклиналь сложена преимущественно силуро-девонскими вулканогенными и лишь отчасти нижнекаменноугольными образованиями. При этом последние представлены иными фациями по сравнению с карбоном Верхнеуральско-Магнитогорской синклинали. Для восточной части этой зоны характерно наличие узких жилообразных тел серпентинитов, особенно развитых в области сочленения рассматриваемой структуры с Восточно-Уральским антиклинорием. Следует отметить, что эта структура изучена слабо как в отношении стратиграфии, так и морфологии структур.

Северная часть этой структуры, расположенная к востоку и юго-востоку от Шартымской синклинали, известна как *Ахуновская антиклиналь*. Южная часть антиклинали, южнее параллели $50^\circ 40'$, описана В. Н. Красновой и А. А. Рихтер под названием Караганско-Акжарской антиклинали. В западной ее части указанные исследователи выделяют Бриентскую и Кондуровскую горст-антиклинали, сложенные девонскими и силуро-девонскими вулканогенными образованиями. Восточная часть структуры, по данным геофизических работ, характеризуется значительной приподнятостью нижнего структурного комплекса (сложенного метаморфическими толщами верхнего протерозоя — нижнего палеозоя), резко сокращенным разрезом каменноугольных отложений (иногда первые сотни метров) и наличием серии разломов и жилообразных тел серпентинитов.

ТЕКТОНИКА УРАЛО-ТОБОЛЬСКОЙ ЗОНЫ

Здесь рассматривается лишь южная часть этой зоны, расположенная в Оренбургской области. Эту часть принято подразделять на: 1) Восточно-Уральский антиклинорий, 2) Полтаво-Брединский синклинорий, 3) Тобольский (Джетыгоринский) антиклинорий и 4) Притобольский синклинорий.

Восточно-Уральский антиклинорий причленяется по разлому к Магнитогорскому синклинорию и представляет асимметричную структуру с размахом крыльев от 20—25 км (Кваркенский район) до 50—60 км (Адамовский район). В северной части Оренбургской области западное крыло рассматриваемого антиклинория сложено гнейсами, амфиболитами и кварцитами докембрия с западным, реже юго-западным падением под углом 45—60°, реже 70—80°. Восточное крыло имеет углы падений (В 60—70°).

Тектоническое строение западного крыла Восточно-Уральского антиклинория осложняют синклинали, из которых наиболее значительными являются Кваркенская, Домбаровская, Киембаевская и другие. Почти все эти структуры вытянуты в меридиональном направлении и ограничены разломом. Морфологически они представляют сложные грабен-синклинали, выполненные преимущественно нижним карбоном и прорезанные разновозрастными интрузиями. К западной части антиклинория, к области сочленения его с Магнитогорским прогибом, приурочивается Кваркенская синклиналь, а южнее — сложнодислоцированная Домбаровская грабен-синклиналь, разбитая на блоки разрывными нарушениями. Осевая часть антиклинория прорвана разновозрастными интрузиями гранитов.

К югу от параллели 52° с. ш. Восточно-Уральский антиклинорий испытывает воздымание, которое, по данным В. Н. Красновой и Н. А. Рихтер, характеризуется широтными простираниями метаморфических толщ с падениями их на север (с углами 50—60°). Южнее упомянутые толщи собраны в крутые складки с простиранием их от северо-западных до меридиональных с углами падений 60—80°. Эта наиболее приподнятая часть структуры протягивается в смежную территорию и рядом исследователей описывается как Мугоджарское поднятие. Внутренняя структура антиклинория осложнена крутыми и сложными складками с частными воздыманиями и опусканиями шарниров. В породах нередко отмечаются простирания, близкие к субширотным, меняющиеся от СЗ 230° до 305° и от СВ 65° до 85°, с падением как к северо-востоку, так и юго-востоку под углом от 20 до 70°.

К востоку от Восточно-Уральского антиклинория располагается Полтаво-Брединский синклинорий, сложенный силурийскими и нижнекаменноугольными отложениями. Эта структура расположена в Челябинской области и в пределы рассматриваемой территории входит лишь западным крылом, в котором, по данным В. Н. Красновой, выделяются дополнительные синклинали (Байтукская и Болотовская) северо-восточного простирания, осложненные мелкими изоклинальными складками. К югу от 52° с. ш. Полтаво-Брединский синклинорий испытывает поднятие и прорван многофазными интрузиями. На южном продолжении Полтаво-Брединского синклинория расположена серия разобщенных синклиналей — Аниховская грабен-синклиналь, Кумакско-Катансинская и Сара-Обинская синклинали. Крылья их сложены силурийскими отложениями, а внутренняя часть — нижнекаменноугольными отложениями, залегающими с несогласием на древних отложениях палеозоя или верхнего протерозоя. Все эти структуры ограничены глубокими разломами,

сложно дислоцированы в крутые, иногда изоклинные складки с крутыми углами падения крыльев $70\text{--}80^\circ$ до вертикальных и прорезаны посленижнекарбовыми интрузиями гипербазитов и малыми интрузиями гранитоидов. /

К востоку от Полтаво-Брединского синклинория располагается Тобольский (Джетыгаринский) антиклинорий, сложенный верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями, прорезанными габбро-перидотитовой интрузией (Бурыктальского массива). В кровле в виде ксенолитов сохраняются измененные эффузивы условно силурийского возраста. По разлому Тобольский антиклинорий сопряжен с Притобольским синклинорием. Эта крупная структура почти целиком расположена на смежной территории Казахстана. Незначительная часть ее, входящая в крайнюю восточную часть Оренбургской области (восточнее месторождения Бурыктал), скрыта под кайнозойскими отложениями.

Из приведенного выше краткого обзора пликвативных структур восточного склона видна своеобразная морфология их, обычно с несимметрично развитыми крыльями или отсутствием одного из крыльев, осложнение их зонами расланцевания и минерализации, а также интрузиями серпентинитов. Все это своеобразие структур, резкое колебание мощностей и пестрота фаций, а также многофазность интрузий обусловлены наличием разломов. К разломам, расположенным внутри Магнитогорского синклинория и ограничивающим структуры второго порядка, принадлежит Бурибаевский, Западно-Ирендыкский и Кутырдинский.

Разлом, прослеживающийся почти на всем протяжении области сочленения Магнитогорского прогиба с Урало-Тобольским поднятием, устанавливается геофизическими работами.

Кроме разломов, связанных с палеозойскими тектоническими движениями, выделяются молодые мезо-кайнозойские разломы, которые устанавливаются как в Урало-Тобольском поднятии, так и в южной части Магнитогорского прогиба. Нередко они участвуют в формировании современного рельефа и осваиваются современной речной сетью. Примером может служить Восточно-Ирендыкский (Крыктинский) разлом, по которому, как показывают геоморфологические исследования, в новейшее время происходили значительные движения положительного характера.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ БАШКИРСКОЙ АССР И ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Башкирская АССР и Оренбургская область занимают обширную территорию. Западная часть этой территории относится к восточной окраине Русской равнины, центральная — к Западному Приуралью (Предуральский прогиб), к горной области западного склона Южного Урала и к зоне Урал-Тау, а восточная — к восточному склону Южного Урала и Восточному Зауралью. Сложное геоморфологическое строение описываемой территории давно привлекало внимание многих исследователей, но до последнего времени некоторые районы являются еще слабо изученными, а отдельные вопросы происхождения и истории развития рельефа не достаточно выясненными.

Из работ, посвященных геоморфологическому описанию Башкирской АССР и Оренбургской области, следует указать на работы Ф. Н. Чернышева и А. П. Карпинского (1886), И. М. Крашенинникова (1918, 1927, 1939, 1941 и др.), С. С. Неуструева (1918, 1922), А. А. Григорьева (1925), А. А. Борзова (1924, 1932), Г. Кальнера (1933), В. Н. Павлинова (1939), М. М. Толстихиной (1931), Г. В. Вахрушева (1938), Н. А. Преображенского (1941), А. В. Хабакова (1934), А. И. Соловьева (1935), А. С. Хоментовского (1949), К. В. Никифоровой (1948), Н. В. Башениной (1948), И. И. Краснова (1950) и др.

При составлении данного очерка были использованы статьи, написанные ранее для XIII тома К. В. Никифоровой, А. Н. Мазаровичем, Г. Ф. Лунгерсгаузенем и Д. Г. Ожигановым.

Область восточной окраины Русской равнины. На территории восточной окраины Русской равнины расположена западная часть Башкирской АССР и Оренбургской области.

Восточная окраина Русской равнины сложена, не считая фундамента платформы, осадочными породами палеозойского возраста. На отдельных участках здесь также сохранились мезозойские и третичные отложения, а долины рек заполнены мощной толщей четвертичных отложений.

Образование равнинного рельефа междуречий этой области происходило под воздействием длительных процессов денудации. В результате новейших тектонических движений отдельные районы восточной окраины Русской равнины были приподняты и расчленены глубоко врезающей речной сетью. Участки тектонических опусканий представляют пониженные зоны, в которых происходила аккумуляция плиоцен-четвертичных отложений. Необходимо отметить, что в современном рельефе восточной окраины Русской равнины находят отражение и древние геологические структуры. Так, например, погребенной структуре первого порядка, выделяемой под названием Башкирского свода, соответствует высокое денудационное Уфимское плато, хотя их очертания полностью не совпадают. Обширное Камско-Бельское понижение приурочено к Бирской депрессии, которая фиксируется как структура второго порядка (Розанов, 1957). На территории Бугуль-

минско-Белебеевской возвышенности выделяется несколько гряд, соответствующих валообразным структурам второго порядка. Выражены в рельефе и более мелкие платформенные структуры третьего порядка, которые представляют небольшие поднятия и прогибы.

В пределах описываемой территории восточной окраины Русской равнины выделяются следующие геоморфологические районы: 1) денудационные плато на горизонтально лежащих осадочных породах: Уфимское плато и Бугульминско-Белебеевская возвышенность; 2) высокие денудационные равнины: Бирская возвышенность, Общий Сырт и Зауральский Сырт и 3) низкие аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные равнины: Камско-Бельское и Урало-Илекское понижения.

Денудационное плато. *Уфимское плато*, расположенное в северной части территории Башкирской АССР, ограничивается долиной р. Уфы, а на востоке отделяется от Предуральского прогиба крутым уступом высотой 150—200 м. Как уже указывалось выше, Уфимское плато приурочено к погребенной тектонической структуре, которая выделяется по каменноугольным и девонским породам под названием Башкирского свода.

По данным В. Д. Наливкина и Н. Г. Чочиа (1945, 1950), пермские отложения, слагающие Уфимское плато, образуют широкую меридионально вытянутую асимметричную плакантиклиналь, шарнир которой погружается к северу. Сводовая часть ее осложнена куполовидными антиклинальными складками; вследствие небольшого размера этих структур они не находят прямого выражения в рельефе, за исключением Тастубинской антиклинали, где отмечаются максимальные высоты плато до 517 м.

В границах Уфимского плато на поверхность выходят карбонатные породы нижней перми, рыхлые песчано-галечные и глинистые отложения мезо-кайнозойского возраста. Междуречные пространства Уфимского плато представляют заболоченные и залесенные ровные поверхности с абсолютными высотами от 360 до 480 м. Они расчленены густой сетью глубоко врезанных логов и речных долин, которые в большинстве случаев являются суходолами. В рельефе также выражены карстовые формы в виде карстовых воронок и древних карстовых неглубоких впадин, заполненных рыхлыми отложениями.

Долины крупных рек, пересекающих плато (реки Уфа, Ай, Юрюзань), имеют каньонообразную форму и врезаны на глубину до 250—270 м. Отличительной особенностью строения долин являются врезанные меандры, которые свидетельствуют об их эпигенетическом происхождении.

В долинах рек Уфы, Ая и Юрюзани развиты аккумулятивные террасы современного, верхне- и среднечетвертичного возраста: пойма — высотой до 2,5 м; I терраса — 6 м, II—8—10 м, III—15—25 м и IV—30—35 м. Сложены террасы песчано-галечными, песчаными и супесчаными отложениями. Более высокие террасовые поверхности нижнечетвертичного и верхнетретичного возраста имеют высоты от 60 до 100 м. Они сохранились в виде небольших цокольных площадок, с маломощным покровом галечников.

Долина р. Уфы на отрезке нижнего течения является переуглубленной, ее ложе находится на 90—100 м ниже современного уреза и на 280—300 м ниже поверхности Уфимского плато. Она заполнена песчано-галечными отложениями и глинами плиоцена.

Анализируя характер рельефа и строение покровных рыхлых отложений, можно наметить отдельные этапы истории развития рельефа

Уфимского плато. В верхнемеловое время эта территория местами испытывала погружение и покрывалась морем, о чем свидетельствуют остатки верхнемеловых отложений, сохранившиеся в районе г. Красноуфимска. В доакчагыльское время Уфимское плато представляло часть обширной равнины, которая располагалась на восточной окраине Русской равнины и в Западном Предуралье. Рыхлые отложения палеоген-миоценового возраста впоследствии были размывы и сохранились лишь в углублениях древнего карста и в виде маломощных покровных водораздельных галечников. Тектонические поднятия Уфимского плато в конце миоцена обусловили усиление эрозионной деятельности рек и образование узких каньонобразных долин, которые были заполнены озерно-аллювиальными плиоценовыми отложениями. В четвертичное время Уфимское плато также испытывало прерывистые тектонические поднятия, которые обусловили усиление карстовых процессов, врезание сильно разветвленной речной сети и формирование серии речных террас.

Бугульминско-Белебеевская возвышенность. Поверхности между-речий Бугульминско-Белебеевской возвышенности представляют также плато с абсолютными высотами от 400 до 450 м. Понижение высот происходит от центральных частей междуречий к долинам рек; в этом же направлении увеличивается и степень расчлененности рельефа. Более высокие части Бугульминско-Белебеевской возвышенности представляют увалы, состоящие из отдельных платообразных вершин высотой до 450 м. Такой, например, увал протягивается от верховьев р. Демы между ее правыми притоками и верховьями левых притоков р. Белой (реки Ашкадар, Стерля, Уршак и др.). Он приурочен к погребенной платформенной структуре, выделяемой под названием Федоровско-Стерлибашевского вала. Хорошо выраженный в рельефе увал, соответствующий Сараево-Асликульской валообразной структуре, также выражен в рельефе на междуречье р. Демы и в верховье р. Ика.

В придолинных частях междуречий Бугульминско-Белебеевской возвышенности рельеф сильно расчленен и на отдельных участках встречаются горы-одиночки, которые имеют часто конусообразную или трапециевидную форму. На склонах таких гор отчетливо выражены ступени скульптурных террас, образованные в результате воздействия денудационных процессов на неоднородную толщу горизонтально лежащих песчаников и мергелистых известняков. Возможно, некоторые уровни террас являются эрозионными и представляют остатки днищ древних речных долин нижнечетвертичного или верхнеплиоценового возраста.

Долины рек Демы, Ика и их притоков, расчленяющие Бугульминско-Белебеевскую возвышенность, имеют характерную ящикообразную форму с крутыми склонами и плоским дном. В них хорошо выражены пойма и I надпойменная терраса высотой до 5 м, а также небольшие площадки II и III террас с относительными высотами 8—10 и 20—25 м. На склонах долин наблюдаются также поверхности более высоких докольных террас высотой 50—60 м, например на р. Деме у ст. Раевка. Некоторые исследователи (А. П. Рождественский, Ю. А. Мещеряков, Д. В. Борисович и др.) считают, что в современном рельефе Бугульминско-Белебеевской возвышенности выделяется несколько разновозрастных поверхностей выравнивания. По нашему мнению, Бугульминско-Белебеевская возвышенность представляет плато, которое образовалось в результате денудационных процессов в неоген-четвертичное время. Сохранившиеся на поверхности плато остатки отложений мезозойского и палеозойского возраста указывают на то, что

в донеогеновое время здесь была пониженная область, в которой происходила аккумуляция морских и континентальных отложений. В результате новейших тектонических поднятий донеогеновые отложения были размыты и на поверхность выведены горизонтальнолежащие верхнепермские породы. Наиболее возвышенные части Бугульминско-Белебеевской возвышенности, образующие как бы верхний ярус плато, приурочены к древним погребенным структурам, которые в неоген-четвертичное время испытали наиболее интенсивные поднятия и едва ли могут быть отнесены к верхнему уровню поверхности выравнивания мезозойского возраста, как это считают Ю. А. Мещеряков и А. П. Рождественский.

Материалы повторных нивелировок, проведенные вдоль линии железной дороги Куйбышев — Челябинск, указывают, что и в современную эпоху Бугульминско-Белебеевская возвышенность также испытывает поднятия, причем наибольший подъем земной коры отмечается при пересечении Сараево-Асликульского увала, в сводовой части которого скорость движения составляет +5 мм в год. Интересно отметить, что скорость современных поднятий в горной части Южного Урала составляет +6,5 мм в год, а в Западном Предуралье всего + (3—3,5) мм в год. Современные тектонические движения находят отражение в невыработанности продольного профиля русел рек, усилении эрозионного расчленения рельефа и т. д.

Высокие денудационные равнины.

Бирская возвышенность. К западу от уфимского плато, в бассейне левобережных притоков рек Уфы и Бири, расположена высокая денудационная равнина, которую следует выделять под названием Бирской возвышенности. Эта возвышенность отличается от Уфимского плато не только более низкими абсолютными высотами междуречий, не превышающими 250—300 м, но и особенностями морфологии водораздельных поверхностей, меньшей глубиной врезания рек и т. д.

В структурном отношении Бирская возвышенность так же, как и Уфимское плато, соответствует древней погребенной структуре Башкирского свода, будучи приурочена к его краевым частям. Сложена возвышенность верхнепермскими песчано-глинистыми и мергелистыми отложениями и гипсоносными породами кунгурского яруса. На междуречьях Бирской возвышенности сохранились пятна третичных отложений, которые свидетельствуют о более низком, чем современное, гипсометрическом положении этого района. В плиоцен-четвертичное время Бирская возвышенность испытала тектонические поднятия, обусловившие эрозионное расчленение и врезание речных долин. Последние в отличие от каньонообразных долин рек Уфимского плато имеют более широкие днища и задернованные склоны. В верховьях рек глубина врезания не превышает 40—50 м, и долины имеют форму ложбин. Ниже по течению долины рек значительно глубже. Часто долины являются суходолами. В долинах рек прослеживаются террасовые уровни: поймы I, II и III надпойменных террас. Выше крутых склонов вдоль долин крупных рек сохранились также эрозионные террасы, покрытые россыпями галек, вероятно, плиоцен-нижнечетвертичного возраста.

Следует отметить, что Бирская возвышенность до последнего времени является слабо геоморфологически изученной, и поэтому многие вопросы генезиса и истории развития рельефа этого района пока остаются невыясненными.

Общий Сырт. В настоящем описании дана характеристика рельефа только восточной части Общего Сырта, которая на севере граничит с Бугульминско-Белебеевской возвышенностью, причем граница

между этими районами проводится условно по рекам Деме и Салмышу. Нижнее течение р. Салмыша отделяет Общий Сырт от территории Сакмаро-Бельского междуречья, которая принадлежит Западному Предуралью, хотя многие исследователи ее также относят к Общему Сырту. На юге Общий Сырт отделен долиной р. Урала от Зауральского Сырта, расположенного на междуречье Урала и Илека. Денудационная равнина Общего Сырта сложена породами верхней перми, представленными горизонтальнолежащими глинистыми и песчано-мергелистыми образованиями. Разнообразят рельеф лишь небольшие останцовые горки, приуроченные главным образом к брахиантиклинальным структурам. В тектоническом отношении Общий Сырт приурочен к юго-восточному склону Русской платформы. Погребенные структуры третьего порядка здесь имеют узкую форму и вытянуты преимущественно с северо-запада на юго-восток. Таким расположением древних структур, по-видимому, определяется и ориентировка речных долин, которые главным образом вытянуты в северо-западном — юго-восточном направлении.

Равнинные междуречья Общего Сырта с абсолютными высотами 250—300 м расчленены речными долинами бассейна р. Салмыша, правыми притоками р. Сакмары, верховьями рек Кинели, Тока, Чурана и Самары (бассейн р. Волги) и правыми притоками р. Урала. В результате расчленения на междуречьях образовались столовые возвышенности — «сырты». Направление «сыртов» меридиональное и широтное, причем у «сыртов» широтного простираения отчетливо выражена асимметрия склонов: южный склон обычно более крутой, чем северный. Асимметричное строение склонов имеют и речные долины, ориентированные в широтном или в северо-западном — юго-восточном направлениях.

С приближением к бортам современных долин характер равнинного рельефа междуречий Общего Сырта меняется: появляются крутые и высокие склоны, изрезанные балками (ростошами) и глубокими длинными оврагами. Особенно резко это выражено на правобережье р. Урала ниже г. Оренбурга, где в крутых обрывах правого склона долины часто выходят коренные пермские породы. В противоположность правому берегу левый склон долины р. Урала на этом участке пологий и выходы коренных пород встречаются редко, так как они прикрыты мощной толщей глинистых озерно-аллювиальных и делювиальных образований.

Зауральский Сырт. Междуречье Урала и Илека, относимое к Зауральскому Сырту, также представляет денудационную равнину с абсолютными высотами 250—300 м, расчлененную широкими речными долинами. В пределах описываемой территории Зауральский Сырт сложен горизонтально лежащими породами верхней перми, триаса, юры и мела. Широкое распространение имеют также отложения третичного и четвертичного возраста. Зауральский Сырт расположен в краевой части Прикаспийской впадины, которая в третичное и четвертичное время представляла область новейших опусканий. Вследствие этого равнинные междуречные поверхности Зауральского Сырта имеют пологие склоны, постепенно переходящие в широкие понижения, заполненные толщей морских и озерно-аллювиальных третичных и четвертичных отложений.

Низкие аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные равнины. *Камско-Бельское понижение* расположено между Сарапульской, Бирской и Бугульминско-Белебеевской возвышенностями. По его территории протекают реки Кама, Белая и их многочисленные притоки. Центральная часть понижения представляет обшир-

ную аккумулятивную равнину с абсолютными высотами от 50 до 150 м. По окраинам понижения абсолютные высоты равнинных поверхностей повышаются до 200 м. Камско-Бельское понижение ограничено уступами высотой 100—150 м, которые отделяют его от Бугульминско-Белебеевской и Бирской возвышенностей. В районе г. Уфы Камско-Бельское понижение соединяется с Бельской депрессией, расположенной в области Западного Предуралья.

Камско-Бельское понижение приурочено к погребенной платформенной структуре второго порядка, которая выделяется по пермским горизонтам как Бирская депрессия (Розанов, 1957). Долины рек Камы и Белой, расположенные в понижении, имеют древнее заложение. Отдельные их участки переуглублены до 100 м и заполнены акчагыльскими отложениями (а возможно, и кинельскими). В четвертичное время это понижение в отличие от Уфимского плато и Бугульминско-Белебеевской возвышенности, по-видимому, испытывало опускание, вследствие чего здесь преобладали процессы боковой эрозии над глубинной и происходила аккумуляция мощной толщ аллювиальных и озерных отложений. В результате воздействия указанных процессов образовалась обширная аккумулятивная равнина, сильно заболоченная и с большим количеством озер-старич и высохших меандр. Притоки главных рек при выходе в понижение также имеют широкие днища и расплывчатые контуры долин. Долина нижнего течения р. Белой характеризуется большой шириной, что, по-видимому, в значительной степени определяется абразионной деятельностью акчагыльского моря, которое ингрессировало в виде удлиненного залива. Значительную роль играли и карстовые процессы, в результате которых переуглубленная долина р. Палео-Белой имеет глубину на отдельных участках на 180—200 м ниже уровня поймы. Вследствие слабого изучения плиоцен-четвертичных отложений, заполняющих Камско-Бельское понижение, пока трудно восстановить все этапы истории развития рельефа этого интересного в геоморфологическом отношении района.

Урало-Илекская аккумулятивная равнина, по-видимому, с середины плиоцена представляла понижение, в котором море неоднократно сменялось озерно-речными водоемами. В долине р. Урала Л. И. Боровиков выделяет три уровня поймы и I надпойменную (Кушумскую) аллювиальную террасу. Все более высокие террасы, по его мнению, являются абразионно-аллювиальными, высота которых над урезом реки уменьшается по направлению от г. Уральска к г. Оренбургу. При этом он отмечает, что резкие изменения относительных превышений террас, как правило, приурочены к уступам, ограничивающим с востока низкие части днища понижения. Эти уступы выражаются в появлении новых более низких ступеней террас при следовании с востока на запад. На поверхности пойменных и I надпойменной террасы в их продольном профиле и профиле русла рек подобных поперечных ступеней не наблюдается.

В истории формирования долины р. Урала (на отрезке нижнего течения) Л. И. Боровиков выделяет следующие этапы: 1) образование глубокой долины и частичное заполнение ее аллювиальными, озерными и болотными отложениями до акчагыльского (среднеплиоценового) возраста; 2) дальнейшее углубление долины и ее притоков, неоднократно прерывавшееся морскими трансгрессиями акчагыльского, апшеронского и бакинского времени и сопровождавшееся отложением осадков соответствующего возраста; 3) образование широкой долины и заполнение ее аллювиальными, морскими и дельтовыми отложениями, связанными с хазарской трансгрессией; 4) образование первичной абразионно-аккумулятивной ступенчатой равнины в северной части При-

каспийской низменности и Прияикского межсыртового понижения, связанного с абразионно-аккумулятивной деятельностью вод Хвалынского моря и эрозионно-аккумулятивной деятельностью вод озерно-речных разливов в их прибрежной зоне; 5) образование современной долины, формирование пойм и I надпойменной террасы.

Геоморфология Западного Предуралья. В геоструктурном отношении Западное Предуралье соответствует Предуральскому прогибу, в границах которого на поверхности выходят породы пермского и частично каменноугольного возраста.

Хребтом Кара-Тау прогиб разделяется на две части: южную и северную. Северная часть известна под названием Юрюзано-Сылвенской депрессии, граничащей на востоке с Уфимским амфитеатром.

Юрюзано-Сылвенская депрессия представляет собой широкое понижение, расположенное к востоку от Уфимского плато и вытянутое в меридиональном направлении. Оно прослеживается от долины р. Сылвы до др. Кара-Тау.

Как уже указывалось, граница между Уфимским плато и Юрюзано-Сылвенской депрессией выражена уступом высотой 150—200 м, который отделяет два района с различной амплитудой новейших тектонических движений. На востоке депрессия также ограничена уступом, но более низким (выс. 60—100 м), который прослеживается от р. Юрюзани к устью р. Лемаза (приток р. Ая), проходит у с. Мало-Устькинского и продолжается дальше на север за пределы территории Башкирской АССР. Этот уступ является куэстой, образованной на моноклинальнолежащих брекчиевидных известняках кунгура и песчано-глинистых породах верхних горизонтов артинского яруса.

Междуречья Юрюзано-Сылвенской депрессии представляют денудационную равнину (абс. выс. 300—350 м) с отдельными невысокими возвышенностями, которые приурочены к куполовидным поднятиям. Некоторые из них являются рифовыми массивами: Тастубинский массив (405 м), гора Большой Мунчуг (420 м) и др. Останцовые горки рифовых известняков хорошо выражены в рельефе в виде округлых холмов также вдоль тракта Дуван—Месягутово (горы Ак-Таш-Тау); несколько рифовых массивов расположены к западу от с. Метели. Относительная высота их колеблется от 20 до 60 м.

Равнинный рельеф восточной части Юрюзано-Сылвенской депрессии осложнен также узкими грядами, которые приурочены к небольшим складкам: Таймеевской, Куткантауской, Мечетлинской, Мелекесовской и др. (Наливкин, 1949).

На равнинных междуречьях западной части Юрюзано-Сылвенской депрессии, вдоль уступа Уфимского плато, имеется цепь заболоченных впадин блюдцеобразной формы. Эти впадины представляют эрозионно-карстовые образования, заполненные рыхлыми континентальными миоценовыми и плиоценовыми отложениями мощностью от 10—20 до 60 м.

Долины рек в Юрюзано-Сылвенской депрессии широкие (до 2,5—4 км) с пологими склонами. Реки сильно меандрируют среди пойменных террас, образуя резкие коленообразные излучины. На склонах долин рек Ая и Юрюзани при пересечении депрессии выражены террасы четвертичного возраста: I надпойменная высотой 4—5 м, II—8—11 м, III—25—30 м и более высокие: IV—55 м и V—70—80 м. К террасам нижнечетвертично-плиоценовой речной сети относятся эрозионные поверхности высотой 90—100 м.

Как показали структурно-геологические исследования (В. Д. Наливкин, Н. Г. Чочиа и др.), Юрюзано-Сылвенская депрессия приуро-

чена к впадине древнего заложения, которая в мезо-кайнозойское время являлась пониженной зоной, где происходило накопление рыхлых континентальных отложений. В результате оживления эрозионных процессов в плиоцен-четвертичное время мезозойские и третичные отложения были значительно размыты и сохранились отдельными пятнами главным образом в древних карстовых впадинах. Вследствие относительно небольшой амплитуды новейших поднятий, а в отдельные эпохи и опусканий в средне- и верхнечетвертичное время в долинах рек Юрюзано-Сылвенской депрессии образовались широкие аккумулятивные террасы, а на равнинных междуречьях — мощные толщи делювиальных образований. Следует отметить, что меньшая амплитуда новейших тектонических поднятий Юрюзано-Сылвенской депрессии по сравнению с Уфимским амфитеатром и Уфимским плато фиксируется изменением высот речных террас, которые прослеживаются по долинам рек Уфы, Ая и Юрюзани. При выходе этих рек из Уфимского амфитеатра в депрессию высоты террас заметно снижаются и снова повышаются при пересечении Уфимского плато.

Уфимский амфитеатр. К востоку от Юрюзано-Сылвенской депрессии, в бассейне правобережных притоков р. Ая, расположена территория, которая относится к южному окончанию Уфимского амфитеатра. От горной части Южного Урала этот район отделен межгорной Айской депрессией, занятой долиной р. Ая. Территория Уфимского амфитеатра сложена главным образом терригенно-карбонатными породами нижней перми и верхнего карбона, которые смяты в крупные складки, осложненные мелкой складчатостью.

Особенности рельефа Уфимского амфитеатра обусловлены в первую очередь литологическим составом пород. Наиболее высокие возвышенности, имеющие форму округлых увалов, приурочены к толщам конгломератов, а понижения между ними — к зонам развития карбонатно-мергелистых пород. Связь рельефа с геологическими структурами выражается и в том, что многие понижения соответствуют синклинальным складкам, а возвышенности — осевым частям антиклиналей или крыльям складок. Наиболее крупные антиклинальные складки: Месягутовская, Артинская, Кигинская и Лаклинская — выражены в рельефе как увалы и гряды, ориентированные в большинстве случаев в направлении, согласном с простиранием структур.

В северо-восточной, наиболее высокой части Уфимского амфитеатра в пределах территории Башкирской АССР возвышенности представляют залесенные массивы, расчлененные сильно разветвленной речной сетью. Абсолютные высоты отдельных гор достигают здесь 500 м. Сложены они конгломератами артинского яруса. К югу от указанных возвышенностей расположены слабо расчлененные горы Туй-Тюбя и Бедагуш, сложенные карбонатно-терригенными породами. Ориентированы горы в северо-восточном направлении согласно с простиранием складчатости.

Рельеф Уфимского амфитеатра расчленен древовидноветвящейся речной сетью. Долины рек обычно широкие, причем глубина их врезания увеличивается в западном направлении.

Река Ай имеет суженный участок при пересечении возвышенности Туй-Тюбя, где долина ограничена крутыми склонами высотой до 100—120 м. Ниже по течению долина резко расширяется до 2—3 км, склоны становятся пологими, часто задернованными, русло реки сильно меандрирует среди широких пойменных террас. На склонах долины хорошо выражены надпойменные террасы: I—5 м, II 9—12 м, III 30—35 м, IV 40—42 м, V 62—70 м; встречаются цокольные поверхности древних террас на высоте 78—80 и 100—110 м.

Крупные притоки р. Ая, расположенные в районе Уфимского амфитеатра (реки Киги, Бол. Ик и др.), в большинстве случаев имеют ложбинообразные долины, с пологими задернованными склонами, осложненными уступами низких террас. Для рельефа Уфимского амфитеатра характерны карстовые формы: пещеры, зияющие трещины, воронки, сухие лога и др. Как отмечают К. А. Иванов и С. М. Орлянских, карстовые формы в долине р. Ая приурочены к определенным уровням, которые часто совпадают с уровнями речных террас.

Южная часть Предуральского прогиба. В его восточной части рельеф имеет сложное строение. Он характеризуется грядово-увалистыми формами, которые прослеживаются неширокой полосой вдоль западных предгорий Южного Урала. Разнообразный литологический состав пород данной территории определяет различную морфологию водораздельных возвышенностей. Наиболее высокие увалы (до 500 м) приурочены к конгломератам и песчаникам артинского яруса. На кунгурских доломитизированных известняках и мергелях образуются узкие гряды с полосчатым рельефом и с большим количеством карстовых воронок. Некоторые возвышенности имеют рельеф бугристого мелко-сопочника. Водораздельные гребни обычно вытянуты в меридиональном или ССЗ—ЮЮВ направлениях, совпадающих с простираем складок. Поверхности междуречных возвышенностей сильно сглажены, а склоны их обычно пологие и задернованные.

Долины крупных рек: Инзера, Зилима, Зигана, Нугуша, Белой и др. имеют широтно ориентированные отрезки, секущие вкрест простирающиеся складчатые толщи пермских пород. Они обычно сильно расширены по сравнению с более верхними отрезками, расположенными в горной области западного склона Южного Урала. Верховья рек Бол. и Мал. Ика и левые их притоки (реки Сакмара и Урал) также имеют широтно ориентированные ящикообразные долины, по мнению А. В. Хабакова, приуроченные к местам погружения замков меридиональных складок (?). На отрезках речных долин, при пересечении указанной части Предуральского прогиба выражены главным образом низкие надпойменные террасы I, II, III. Более высокие уровни террас в рельефе долин сохранились на небольших участках.

Крайняя западная часть Предуральского прогиба южнее хр. Кара-Тау на значительной площади занята долиной р. Белой и долинами ее притоков. Равнинные междуречья с отметками 280—300 м представляют денудационные равнины, сложенные коренными пермскими породами. Более низкие уровни рельефа, с высотами 200—240 м, соответствуют аккумулятивным равнинам, сложенным плиоценовыми отложениями песчано-галечного состава, которые прикрыты мощным чехлом покровных суглинков и глин четвертичного возраста. Среди равнинных междуречий возвышаются лишь отдельные горы-одиночки, представляющие рифовые массивы гор Юра-Тау, Куш-Тау, Тура-Тау, Шихан, а также горы-останцы, сложенные мезозойскими (?) отложениями (горы Магаш 415,3 м, Ману 427,3 м и др.).

Небольшие обычно залесенные возвышенности с сильно расчлененными склонами, расположенные на левобережье р. Белой, приурочены к структурам, сложенным породами кунгура.

Долина р. Белой и долины ее крупных притоков на отрезках их нижнего течения (реки Сим, Инзер, Зилим, Нугуш и др.) имеют плоские днища, образованные серией низких речных террас. В долине р. Белой, на отрезке от с. Бугульчаны до устья р. Сима, наблюдаются следующие аккумулятивные террасы: пойма (низкая и высокая) высотой до 4—5 м, I терраса 6—7 м, II—10—16 м, III—20—25 м. Менее отчетливо выражены площадки цокольных террас:

IV—40—45 м и V—55—65 м. Указанные террасы прослеживаются и по долинам притоков р. Белой. Строение речных долин очень сложное. Мощная толща аллювиальных отложений четвертичного возраста здесь лежит на отложениях плиоцена, которые заполняют переуглубленные участки долин. Образование узких глубоко врезанных долин, вероятно, произошло в конце миоцена. В плиоцене вследствие ингрессии акчагыльского моря глубокие долины рек заполнились аллювиальными и озерно-лагунными отложениями. Накоплению лагунных толщ плиоцена, вероятно, также способствовали тектонические опускания, которые испытывала эта часть Предуральяского прогиба. В четвертичное время она, по-видимому, представляла относительно стабильный район, благодаря чему происходило накопление озерно-аллювиальных отложений. Образование нескольких уровней речных террас в долинах рек этого района, по всей вероятности, связано с колебаниями уровня Каспийского моря, а не с тектоническими движениями, как предполагают некоторые исследователи.

Сакмаро-Бельское междуречье. Центральную часть Предуральяского прогиба занимает район Сакмаро-Бельского междуречья. Водораздельные возвышенности здесь характеризуются разнообразным по морфологическому облику рельефом. Отдельные возвышенности представляют низкие останцовые горы (450—600 м) с сильно расчлененными склонами. Сложены они преимущественно конгломератами и имеют субмеридиональное или меридиональное простирание. Более низкие междуречные поверхности с абсолютными высотами от 300 до 350 м являются денудационными равнинами, поверхности которых прикрыты элювиальными, элювиально-делювиальными и делювиальными образованиями мощностью от 0,5 до 2 м. Характерно наличие широких полузамкнутых впадин, выполненных мощной толщей третичных отложений, к которым приурочены буроугольные месторождения. Эти впадины не всегда совпадают с понижениями в современном рельефе, а располагаются как на денудационных равнинах (Бабаевское месторождение), так и в современных долинах (Тугустемировская впадина).

Речная сеть в районе Сакмаро-Бельского междуречья характеризуется асимметричным строением, вследствие чего линия водораздела близко подходит к р. Белой и значительно удалена от р. Сакмары. Притоки р. Белой короткие и в верховьях имеют глубоко врезанные долины, которые сильно расширяются при выходе в зону аккумулятивных равнин, окаймляющих р. Белую. Притоки р. Сакмары (река Юшатырь, Нижняя, Средняя и Верхняя Чебенька и др.) более длинные и имеют сложное строение долин, в которых чередуются расширенные участки с более суженными. Широкую долину имеет и р. Бол. Ик, ограничивающая район Сакмаро-Бельского междуречья с востока. Русло р. Бол. Ика сильно меандрирует среди низких террас поймы и I надпойменной террасы. Широкие поверхности имеют аккумулятивные II (14—16 м) и III (24—28 м) надпойменные террасы. На склонах долины прослеживаются более высокие террасы IV (35—38 м) и V (50—60 м), которые в рельефе выражены не отчетливо. Аллювиальные отложения на этих террасах не сохранились, и только в отдельных местах на их поверхности наблюдаются высыпки галек. В нижнем течении (р. Бол. Ик) наблюдаются также полого наклоненные поверхности VI надпойменной террасы (высотой 75—90 м), которая представляет остатки речной сети верхнеплиоценового — нижнечетвертичного возраста.

История развития рельефа района Сакмаро-Бельского междуречья длительная и сложная. Многие исследователи (Хоментовский, 1949;

Соловьев, 1949; Яхимович, 1957 и др.) отмечали, что при формировании рельефа рассматриваемой территории большое влияние оказали тектонические процессы. Дифференцированные движения в конце верхнего палеозоя обусловили образование горстов и грабенных. В мезозойское и третичное время эпохи опусканий и накопления отложений неоднократно сменялись периодами поднятий и размыва. Накопление мощных толщ рыхлых отложений происходило в нижнем и среднем миоцене, когда в бессточных озерно-болотных впадинах отлагались пески, глины, угли и торфы. В верхнем миоцене, вероятно, происходили поднятия и образование глубоко врезанной речной сети. Заполнение переуглубленных речных долин мощной толщей песчано-галечных и глинистых отложений происходило в плиоцене вследствие подпруживания рек ингрессией акчагыльского моря, которое заходило в долины рек Сакмары и Белой. Новейшие тектонические движения верхнего плиоцена, по-видимому, были дифференцированными: отдельные участки поднимались, а древние мульды испытывали опускания, вследствие чего миоцен-плиоценовые отложения в современном рельефе лежат на различных гипсометрических уровнях. В четвертичное время происходило заполнение речных долин аллювиальными отложениями, а междуречные поверхности подвергались процессам денудации.

Переходный район к Прикаспийской впадине.

В южной части Предуральяского прогиба выделяется район, переходный к Прикаспийской впадине, что и определяет особенности строения его рельефа. Среди низких междуречий, представляющих денудационные равнины, здесь выделяются небольшие гряды, сложенные конгломератами или гипсами (горы Студенецкие, Чулошникова и др.). В западной части района рельеф междуречий более сглаженный, и среди денудационной равнины возвышаются только отдельные останцовые горки, соответствующие брахиантклиналильным структурам, в ядре которых выходят известняки казанского яруса (горы Гребени, Маяк и др.).

Геоморфология горной области западного склона и центральной части Южного Урала. К Южному Уралу относится часть Уральских гор, которая отделена верховьями р. Уфы от Среднего Урала, а средним течением р. Урала от хр. Мугоджар.

Характерной особенностью Южного Урала является наличие нескольких уровней в рельефе междуречий. Верхний ярус рельефа составляет высокие гольцовые хребты с абсолютными высотами от 1000 до 1600 м. Их окружает зона более низких хребтов и возвышенностей с абсолютными высотами 800—1000—1100 м.

В краевых частях Южного Урала абсолютные отметки водораздельных/возвышенностей не превышают 700 м. Они отличаются выровненными поверхностями, среди которых редко возвышаются узкие гряды и небольшие хребты.

По вопросу о происхождении ярусности рельефа Урала существует несколько мнений. Одни исследователи (А. П. Сигов, Д. В. Борисевич, Л. Г. Лунгерсгаузен, Н. А. Преображенский и др.) считают, что ярусы рельефа являются древними денудационными уровнями, причем вершины самых высоких хребтов представляют остатки древнейшей мезозойской поверхности выравнивания, средний ярус соответствует более молодой мезозойской поверхности, а возраст нижней поверхности определяется как третичный. По принципу выделения нескольких разновозрастных поверхностей выравнивания, которые в отдельных районах Урала картируются только как предполагаемые уровни, была составлена геоморфологическая карта Урала, изданная в 1948 г. под редакцией Я. С. Эдельштейна и А. П. Сигова.

Другая группа геоморфологов (И. И. Краснов, Н. В. Башенниа, Н. П. Вербицкая и др.) указывают на тесную связь рельефа Урала с геологическим строением. Они отмечают, что наиболее высокие части Урала, соответствующие верхнему ярусу, сложены преимущественно породами допалеозойского и палеозойского возраста, в составе которых имеются мощные толщи плотных кварцитов. Более низкие ярусы горного рельефа приурочены к менее стойким к выветриванию породам допалеозойского и нижнепалеозойского возраста.

В настоящее время большинство исследователей считают, что в отдельных районах Южного Урала наблюдается тесная связь рельефа с геологическим строением. В этих районах геологические структуры и литологический состав пород имеют прямое отражение в рельефе при образовании высоких хребтов и межгорных депрессий. В других районах Южного Урала и на прилегающих к нему территориях геологическое строение находит слабое отражение в рельефе, так как вследствие воздействия длительных денудационных процессов происходила нивелировка геологических структур и образовались денудационные плато и равнины.

В горной области Южного Урала выделяется несколько геоморфологических районов.

Среднегорный денудационный структурно-литоморфный рельеф центральной части Башкирского поднятия. В этом районе находятся самые высокие хребты Южного Урала с абсолютными высотами от 1000 до 1600 м: гора Яман-Тау (1698 м), хребты Зигальга (1425 м), Нары (1325 м), Нугуш (1406 м), горы Б. Сука (1222 м), Иремель (1394 м), хр. Большой Таганай (1107 м) и др. Хребты сложены главным образом кварцитами и кварцито-песчаниками зигальгинской свиты протерозоя и в большинстве случаев соответствуют антиклинальным структурам, хотя наблюдаются случаи и обращенного рельефа. Ориентированы хребты в меридиональном или в ССВ—ЮЮЗ направлениях в соответствии с простиранием складчатости. При слиянии отдельных хребтов образуются нагорные плато и высокие горные массивы. Отмечается, что наиболее высокие хребты расположены в центральной части Башкирского поднятия; к северу и югу происходит погружение древних толщ протерозоя, и абсолютные высоты возвышенностей понижаются. Форма хребтов и крутизна их склонов находятся в зависимости от плотности слагающих пород и условий их залегания. Склоны хребтов имеют преимущественно вогнутую форму с углом наклона 10—15° в верхних частях и 5—7° у основания. До высоты 900—1100 м они залесены: выше этой границы выступают гольцовые вершины, покрытые крупноглыбовыми каменными россыпями, которые спускаются по склонам и образуют каменные моря и курумы. На северо-западных и юго-восточных склонах часто прослеживаются нагорные террасы, приуроченные к высотам 850, 940, 1050 м, а на горах Иремель и Яман-Тау террасы развиты и выше 1300 м. Форма отдельных хребтов и вершин неодинаковая: одни имеют форму острых узких гребней или конусообразную, другие представляют нагорные плато и т. д.

На отдельных вершинах и хребтах имеются небольшие выровненные поверхности, которые некоторыми исследователями относятся к остаткам древних мезозойских денудационных уровней. Однако наличие нагорных террас, а также широкое развитие каменных россыпей свидетельствуют о том, что планация вершин происходила в четвертичное время под воздействием гольцовой денудации, солифлюкционно-гравитационных и нивальных процессов.

На некоторых высоких горных массивах (хребты Зигальга, Машак и др.) между скальными вершинами и хребтами расположены сильно заболоченные понижения, в которых берет начало р. Мал. Катав, несколько левых притоков р. Мал. Инзера и др. При спуске из понижений реки на небольших участках текут в узких ущельях, а затем стекают по склонам хребтов в межгорные депрессии.

Нагорные понижения обычно образуются на хребтах, имеющих сложное геологическое строение, где наблюдается чередование различных по литологическому составу пород, например кварцитов с разнообразными метаморфическими сланцами (хребты Машак, Зигальга, Кумардак и др.). Нагорные понижения приурочены к менее плотным породам, в то время как ограничивающие их хребты сложены кварцитами.

В верхних частях склонов некоторых хребтов наблюдаются циркообразные углубления, похожие на кары. А. А. Колоколов и К. А. Львов считали их ледниковыми формами и высказывали предположение, что Южный Урал подвергался оледенению. Однако отсутствие ледниковых отложений не дает оснований согласиться с мнением указанных авторов, а циркообразные ниши, по всей вероятности, являются нивальными формами, образованными в результате морозного выветривания сезонных снежников. С северо-западных склонов высоких хребтов (Нара, Зигальга) стекает большое количество мелких ручьев типа деллей, которые не имеют врезанных долин и представляют временные водотоки, не успевающие прорезать такие плотные породы, как кварциты.

Для рельефа центральной части Башкирского поднятия характерны межгорные депрессии, которые приурочены к зонам развития слабо устойчивых к выветриванию пород, слагающих обычно синклинальные структуры. Межгорные депрессии представляют удлиненные межхребтовые впадины с широкими плоскими днищами, ограниченными вогнутыми склонами, которые по заметному перегибу в профиле переходят в более крутые склоны хребтов.

Межгорные депрессии на Южном Урале имеют собственные названия. Наиболее крупные из них: Верхне-Айская и Верхне-Бельская отделяют водораздельный хр. Урал-Тау от центральной части Башкирского поднятия. К Юрюзано-Калагазинской депрессии приурочен отрезок верхнего течения р. Юрюзани и ее правого крупного притока р. Калагазы. К югу от этой депрессии расположена Больше-Инзерская депрессия, в которой течет р. Бол. Инзер на отрезке верхнего течения. Далее к западу находится Инзеро-Катавская депрессия, в которой расположены р. Мал. Инзер и верховья рек Мал. и Бол. Катавы. Высоким хребтом Нары эта депрессия отделяется от широкой Тюльмено-Буланковской депрессии.

Кроме линейно вытянутых межгорных депрессий в центральной части Башкирского поднятия имеются изолированные котловины небольшой протяженности. Приурочены такие понижения к замкнутым геологическим структурам, образованным при воздымании или погружении складок. Так, например, в верховьях р. Бол. Нугуша наблюдается несколько таких понижений, расположенных цепочкой и приуроченных к породам зигаино-комаровской и авзянской свит, которые слагают здесь ядра синклинальных структур. Южнее, в верхнем течении р. Бретяка, котловинообразное понижение связано с породами юшинской (бакальской) свиты, слагающими ядро антиклиналей. Таким образом, здесь наблюдается инверсия рельефа. К ядру антиклинальной структуры приурочено также понижение в верхнем течении р. Мал. Нугуша.

Межгорные депрессии и котловины являются структурно-денудационными образованиями, которые имеют длительную историю развития. Заложились они, вероятно, еще в мезозое и в течение длительного времени представляли зоны аккумуляции рыхлых отложений.

О некогда присутствовавших в депрессиях мезозойских отложениях свидетельствуют находки переотложенной пыльцы мезозойских растений в четвертичных отложениях. Например, в среднечетвертичном аллювии на р. Юрюзани у дер. Тюлюк была найдена пыльца *Gleichenia cfagnulata* — форма, характерная для меловых отложений *Gleichenia* с дифференцированными воздушными мешками (из древних хвойных) нижнемезозойского возраста. Пыльца и споры третичных растений найдены в тонкозернистых песках четвертичного аллювия в верхнем течении р. Ая у дер. Верхне-Айской.

Вследствие интенсивных эрозионных процессов древние континентальные отложения мезозойского и третичного возраста в депрессиях были почти полностью размыты и сохранились лишь на небольших участках. Так, например, в Тирлянской и Белорецкой мульдах сохранились отложения миоцена. Лучшую сохранность в депрессиях имеют древнеаллювиальные отложения плиоценового возраста, которые покрывают поверхности верхних речных террас и по литологическому составу резко отличаются от четвертичных отложений. Древнеаллювиальные отложения сохранились на верхних террасах многих речных долин, расположенных в депрессиях (реки Ай, Юрюзань, Белая, Бол. и Мал. Инзер, Бол. Нугуш и др.).

Речная сеть в центральной части Башкирского поднятия имеет отчетливо выраженный ортогональный характер. Продольные участки речных долин ориентированы в меридиональном или ССВ—ЮЮЗ направлениях и приурочены в большинстве случаев к межгорным депрессиям. Эти долины отличаются большой шириной и пологими склонами с хорошо выраженными речными террасами. Участки верховьев рек, расположенные в межгорных депрессиях, текут в широких заболоченных низинах. Русла некоторых рек состоят из чередующихся плесов и перекатов. Продольный профиль русел рек на этих участках ступенчатый.

Ниже по течению увеличивается врезание рек и вдоль русел образуются невысокие террасы: пойма — высота 1—1,5 м, I надпойменная терраса — 2—4 м, II терраса — 5—7 м и более высокие террасовые поверхности на высоте 15—20 м, соединенные пологими склонами с днищами депрессий. На участках рек при выходе их из депрессий наблюдается врезание долин на глубину до 50—70 м. Здесь хорошо выражены низкие террасы (I и II), которые имеют значительную ширину, а также остатки высоких (плиоценовых?) террас с остатками древнего аллювия.

Резко отличное строение имеют долины рек широтного направления, которые секут геологические структуры вкрест простирания. Они обычно глубоко врезанные с большим количеством крутых излучин, которые представляют врезанные меандры, указывающие на эпигенетическое происхождение долин. Широтные отрезки долин часто приурочены к линиям тектонических разломов (например, р. Бол. Катав при пересечении хр. Зигальга) или к местам погружения шарниров антиклиналей. Речные террасы на этих отрезках речных долин обычно не развиты и только на небольших расширенных участках наблюдаются узкие площадки поймы и I террасы.

Анализ строения рельефа центральной части Башкирского поднятия дает основание предполагать, что в течение длительного времени, вероятно с мезозоя, эта часть Южного Урала испытывала устойчивые

тектонические поднятия, вследствие чего вряд ли этот район когда-либо представлял выровненную денудационную поверхность, как предполагают некоторые исследователи. Центральная часть Башкирского поднятия, вероятно, являлась областью сноса и главным источником поступления обломочного материала для мезозойских и третичных отложений, которые аккумуляровались в пониженной области Западного Приуралья. Об этом свидетельствует вещественный состав мезозойских и третичных отложений, которые содержат обломки пород, слагающих Башкирское поднятие, а в шлихах — минералы, характерные для состава тяжелой фракции кварцитов и метаморфических сланцев протерозоя.

Интенсивные тектонические движения испытывало Башкирское поднятие и в четвертичное время, в результате чего образовались глубоко врезанные речные долины, а древние дочетвертичные террасы в краевой части этого района (зона передовых хребтов см. ниже) были подняты на высоту до 100—120 м.

Низкогорный структурно-денудационно-литоморфный рельеф передовых хребтов Башкирского поднятия. Центральная часть Башкирского поднятия ограничена зоной передовых хребтов западного склона Южного Урала, абсолютные высоты которых не превышают 800—1000 м.

В западной и южной частях Башкирского поднятия передовые хребты вытянуты параллельно друг другу в меридиональном направлении, согласном с простираем складчатости. Это хребты Белягуш (723 м), Зильмердак (972 м), Ардакты (707 м), Калу (828 м), Ала-Тау (827 м), Большой и Малый Юрма-Тау (858 м), Базал (868 м), гора Масим (1040 м) и др. Южная граница зоны передовых хребтов проходит по широтному отрезку р. Белой, где происходит погружение древних складчатых структур и Башкирское поднятие граничит с Зилаирским плато.

К передовым хребтам Башкирского поднятия относятся также хребты Аджигардак, Амшар (823 м), Воробьиные горы и хр. Кара-Тау, которые приурочены к древней — краевой структуре Южного Урала. Эти хребты ориентированы в ЮЮЗ—ССВ, а иногда и в широтном направлении, отличаются меньшими высотами и более сглаженным рельефом.

В северо-западной части Башкирского поднятия зона передовых хребтов неширокая, хребты небольшой протяженности ориентированы в ЮЮЗ—ССВ направлении: хребты Каменные Горы (749 м), Сулея (769 м), Жука-Тау (695 м) и др.

В отличие от хребтов центральной части Башкирского поднятия низкогорные передовые хребты имеют небольшую ширину и оканчиваются узкими гребнями. Склоны и вершины хребтов залесены, и скальные выходы коренных пород на них образуют лишь небольшие останцы выветривания. Сложены хребты преимущественно кварцито-песчаниками зильмердакской свиты и только некоторые из них приурочены к зигальгинской свите (хр. Юрма-Тау). Большинство хребтов соответствует антиклинальным складкам или моноклинальным структурам, ограниченным линиями тектонических разломов.

Передовые хребты Башкирского поднятия разделены между собой межгорными понижениями, которые приурочены преимущественно к карбонатным и песчано-глинистым породам. Эти понижения отличаются от межгорных депрессий центральной части Башкирского поднятия более сложным рельефом, хотя также представляют структурно-литоморфные эрозионно-денудационные образования древнего заложения.

Межхребтовые понижения в западной части Башкирского поднятия отличаются небольшой шириной и грядово-увалистым сильно расчлененным рельефом. В этих понижениях заложены продольные участки долин крупных рек и их притоков. Так, например, между хребтами Зильмердак, Беягуш и Салдык течет р. Бол. Инзер (на отрезке ниже Инзерского завода), которая имеет глубоко врезанную долину с отчетливо выраженным двухъярусным строением. В верхней части долины на высоте 80—100 м сохранились остатки плиоценовых террас с покровом песчано-галечных отложений, которые отличаются мономиктовым составом галечного материала. В узкой глубоко врезанной долине четвертичного возраста развиты лишь небольшие площадки низких террас: I 3—4 м, II 5—7 м, III 12—15 м.

Южнее, между хребтами Баштин, Ардакты и Юрма-Тау, в обширном понижении расположены верховья р. Зилима с многочисленными притоками. Неширокое понижение имеется также между хребтами Ала-Тау и Қалу, в нем текут реки Бол. Шишеняк и Урюк, а в южной части — р. Бол. Нугуш.

Передовые хребты Башкирского поднятия являются краевой зоной его центральной части и, по всей вероятности, имеют общую историю развития рельефа. Морфологические же особенности рельефа этих двух районов определяются главным образом различиями в их геологическом строении.

Денудационный рельеф Зилаирского плато. К Зилаирскому плато относится территория, расположенная в южной части западного склона Южного Урала к югу от широтного течения р. Белой до долины р. Сакмары. Разнообразные по литологическому составу и сложно дислоцированные породы среднего и верхнего палеозоя, слагающие плато, срезаны под один уровень выровненной поверхностью междуречий и глубоко расчленены сложно разветвленной речной сетью. По морфологическим особенностям рельефа, обусловленным главным образом различной степенью расчлененности, на Зилаирском плато можно выделить несколько районов.

Центральная часть Зилаирского плато сложена породами зилаирской свиты девона. Выровненные поверхности междуречий полого наклонены к югу: в северной части (бассейн р. Кана) абсолютные высоты водоразделов не превышают 600—640 м, южнее они понижаются до 500—540 м.

Плоские водораздельные поверхности расчленены древовидноветвящейся речной сетью, причем глубина врезания рек и ручьев увеличивается от верховьев рек, расположенных в центре плато, вниз по течению. Долины рек Бол. и Мал. Ика, Бол. и Мал. Сурени, Касмарки, Зилаира и других в верховьях имеют форму неглубоких широких ложбин с плоским дном и пологими склонами. Ниже по течению глубина долин быстро возрастает, и они становятся узкими с крутыми скальными склонами. Сравнительно на небольшом расстоянии от верховьев р. Бол. Ик врезана на глубину 140—180 м, р. Мал. Ик — на 100—160 м, р. Мал. Сурень — на 130—180 м, Касмарка — на 100—130 м. Склоны долин имеют выпуклый профиль и крутизна их достигает 30—35°. В глубоко врезаных долинах имеются лишь небольшие площадки поймы I и II надпойменных террас.

На поверхности выровненных междуречий центральной части Зилаирского плато выходят коренные породы, прикрытые маломощными элювиальными супесями. Отсутствие покрова рыхлых отложений свидетельствует о длительности денудационных процессов, воздействию которых подвергалась эта территория. Только в ложбинообразных долинах верховьев рек, куда еще не дошли процессы глубинной эро-

зии, сохранились остатки древнего аллювия, по-видимому, дочетвертичного возраста.

Западная часть Зилаирского плато сложена различными по составу осадочными породами карбона, которые смяты в крутые складки. Вследствие чередования различных по плотности толщ коренных пород (песчаников, известняков и др.), а также благодаря более интенсивному эрозионному расчленению в этом районе водораздельные возвышенности представляют узкие гряды и увалы, ориентированные в меридиональном, а в южной части — в СЗ—ЮВ направлениях. Большинство гряд имеют плоские вершины (с абсолютными высотами 400—500 м), что дает основание считать их остатками древнего денудационного уровня. Отмечается, что многие гряды соответствуют антиклинальным или моноклинальным структурам, отпрепарированным эрозионным расчленением, а понижения между ними представляют синклинали, использованные продольными притоками главных рек при их заложении.

Главные речные артерии: Мал. и Бол. Ик, Бол. и Мал. Сурень, Касмарка и Сакмара в этом районе секут геологические структуры вкрест их простирания и имеют четковидное строение. Расширенные участки речных долин, приуроченные к менее плотным коренным породам, разделены узкими перемычками, образованными при пересечении плотных пород. В расширенных участках долин развиты низкие речные террасы, в суженных участках террасы отсутствуют, и крутые склоны долин спускаются к руслам рек.

Денудационный структурно-литоморфный рельеф Сакмарского поднятия. К этому району относится правобережье р. Сакмары, ниже впадения р. Урман-Зилаира до г. Кувандыка, и Сакмаро-Блявинское междуречье (Медногорский район). Здесь развиты разнообразные осадочно-вулканогенные породы силура — девона и интрузивные породы ультраосновного состава. Наиболее высокая часть поднятия — хр. Шайтан (570—600 м) — отделяет короткие правобережные притоки р. Сакмары от бассейна р. Куруила. Узкая плоская поверхность хребта сильно расчленена многочисленными глубоко врезанными долинами мелких речек и ручьев. Глубина врезания речной сети здесь достигает 150—200 м при ширине долин всего несколько десятков метров. Благодаря сильно разветвленной речной сети поверхности междуречий имеют небольшую ширину и извилистые границы. Еще более расчлененный рельеф характерен для Сакмаро-Блявинского междуречья, где в результате эрозии рек Сакмары и ее притоков на эффузивных породах силура образовался останцово-мелкосопочный рельеф. Если на правобережье р. Сакмары на узких междуречьях еще сохранились остатки древней денудационной поверхности, то в Кувандык-Медногорском районе они почти полностью уничтожены. К описываемому району с востока подходит абразионно-аккумулятивная равнина Сакмаро-Губерлинского междуречья (см. ниже), которая ранее, по-видимому, непосредственно примыкала к древней денудационной поверхности Зилаирского плато. Однако вследствие интенсивных процессов, расчленивших Зилаирское плато и краевую часть абразионно-аккумулятивной равнины, былую границу между этими районами в современном рельефе установить трудно.

В заключение описания рельефа Зилаирского плато необходимо сказать несколько слов об истории развития рельефа этого района. Вероятно, уже в мезозое (?), а по-видимому, и в палеогене плато представляло пониженную область, расположенную в краевых частях морских бассейнов (Восточно-Уральского и Прикаспийского). Благодаря такому положению и длительным процессам денудации произошло

выравнивание рельефа и образование низкой денудационной равнины. В результате интенсивных новейших тектонических движений в плиоцен-четвертичное время эта равнина была поднята, расчленена глубокими речными долинами, и остатки древней денудационной поверхности в современном рельефе сохранились лишь на небольших участках междуречий.

Низкогорный денудационный структурно-литоморфный рельеф района массивов Крака.

Горный район массивов Крака расположен на левобережье р. Белой к югу от г. Белорецка между Башкирским поднятием и водораздельным хребтом Урал-Тау. Тектоническая структура этого района представляет собой сложное брахиантиклинальное поднятие, осложненное поднятиями второго порядка, к которым приурочены массивы гипербазитов и толщи ордовика. Северный Крака имеет округлую форму диаметром 14—15 км. К югу от него располагается Средний Крака, который представляет вытянутый по меридиану овал, несколько суженный в южной части. Западнее Среднего Крака находится Узьянский массив, также имеющий вытянутую форму длиной около 12 км при ширине 3—5 км. К югу от долины р. Каги расположен Южный массив протяженностью около 24 км.

Наиболее высокие части массивов с абсолютными высотами 900—1000 м сложены перидотитами, их окружают пониженные уровни вершин (800—850 м), соответствующие серпентинитовым поясам. Следующая ступень рельефа (650—700 м) сложена вмещающими осадочно-метаморфическими породами.

Характерной особенностью рельефа гипербазитовых массивов является их сильная расчлененность. Густая перисто разветвленная сеть логов и речек глубоко разрезает склоны возвышенностей, вследствие чего образуются узкие гребни водоразделов. Долины узкие и глубоко врезанные. Главные наиболее высокие водоразделы представляют узкие платообразные возвышенности. Водоразделы второго порядка имеют форму гребней, со скалистыми крутыми склонами. Они расходятся от узловых водораздельных вершин радиально со ступенчатым понижением высот. Северные склоны водораздельных гряд залесены, южные — безлесные с частыми скальными останцами коренных пород и покрыты каменными россыпями.

Массивы Крака, а также Центральная часть Башкирского поднятия в течение всего мезозоя и кайнозоя представляли возвышенную часть Южного Урала, хотя к началу плиоцена, вероятно, имели сглаженные вершины и склоны.

Интенсивное эрозионное расчленение массивов было обусловлено новейшими тектоническими поднятиями в четвертичное время, причем своеобразие современного рельефа массивов определилось главным образом особенностями состава слагающих их интрузивных пород, среди которых преобладают плотные разновидности: габбро, перидотиты и пироксениты.

Низкогорный денудационный структурно-литоморфный рельеф водораздельного хребта Урал-Тау. Морфологические особенности рельефа хр. Урал-Тау находятся в тесной зависимости от геологического строения, а также от различной амплитуды новейших тектонических поднятий отдельных частей этой зоны в неоген-четвертичное время.

Хребт Урал-Тау сложен сильно метаморфизованными и разнообразными по составу породами докембрия, которые образуют антиклинорий, прослеживающийся на всем его протяжении. Общая антиклинальная структура, наблюдающиеся ундуляции ее шарнира, а также

различия в степени стойкости метаморфических сланцев, слагающих этот хребет, определили морфологические особенности рельефа. Рельеф характеризуется наличием грядовых возвышенностей, вытянутых по простиранию геологических структур. Отдельные гряды достигают абсолютной высоты 980—1050 м и венчаются небольшими скальными вершинами. При значительной протяженности хр. Урал-Тау отдельные его участки отличаются строением рельефа, в связи с чем Д. Г. Ожиганов выделяет в этой зоне следующие районы: Златоустовский, Кирябинский, Тирляно-Белорецкий и Присакмарский.

В Златоустовском районе хр. Урал-Тау состоит из высоких хребтов с абсолютными отметками до 1000 м. Хребты сложены кварцитами и вытянуты в направлении, согласном с простиранием геологических структур. В южной части этого района имеются возвышенности, расположенные под углом к общему простиранию хребтов, что обусловлено, по всей вероятности, наличием замкнутых структур.

В Кирябинском районе абсолютные отметки возвышенностей хр. Урал-Тау понижаются до 500—600 м в связи с существенным погружением шарнира антиклинория этого хребта. Изменяется и их облик. Они представляют увалы с пологими залесенными склонами, которые расчленены неглубокими долинами рек. Здесь метаморфические породы представлены главным образом разнообразными слюдяными сланцами.

В Белорецко-Тирлянском районе хр. Урал-Тау состоит из параллельно вытянутых возвышенностей, причем в зависимости от коренных пород они имеют различный облик. Водораздельные возвышенности, сложенные слюдяными сланцами, имеют форму увалов высотой 850—900 м. В полосе развития слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов водоразделы представляют узкие хребты высотой до 1000 м. Следует отметить, что наиболее высокая часть хребта Урал-Тау в Белорецко-Тирлянском районе расположена на широте центральной части Башкирского поднятия, и, по всей вероятности, эти районы имеют общую историю развития рельефа.

В Белорецко-Тирлянском районе между водораздельными хребтами зоны хр. Урал-Тау находятся небольшие межгорные понижения, обычно приуроченные к нестойким породам. Такой характер рельефа хр. Урал-Тау сохраняет до истоков р. Сакмары. Южнее высоты хр. Урал-Тау заметно понижаются, изменяется и рельеф междуречных возвышенностей.

В Присакмарском районе на правом берегу р. Сакмары и в бассейне ее правых крупных притоков рек Баракала и Крепостного Зилаира хр. Урал-Тау сложен метаморфическими сланцами и кварцитами протерозоя (максютковский комплекс). Здесь шарнир антиклинория Урал-Тау значительно приподнят. Однако поверхности водораздельных возвышенностей в этой части хр. Урал-Тау сильно сглажены и среди них возвышаются только небольшие пологосклонные увалы. Таким образом, эта часть зоны хребта по характеру рельефа междуречий сходна с рельефом Зилаирского плато, которое расположено на западе. Граница между этими районами проводится по небольшому уступу (50—80 м), хорошо выраженному на водоразделе рек Крепостного Зилаира и Урман-Зилаира. О принадлежности Присакмарской части хр. Урал-Тау к древней денудационной поверхности свидетельствуют и сохранившиеся остатки образований коры выветривания. Так, например, кора выветривания метаморфических сланцев (слюдистые глины мощностью до 5 м) вскрыта в выемках Зилаир-Баймакского тракта; светлые каолиновые глины и серые мелкозернистые кварцевые пески сохранились на водоразделе рек Баракала и Яман-Зилаира и т. д.

В Присакмарском районе хр. Урал-Тау теряет свое значение как орографически выраженный водораздел. Высоты этой зоны понижаются и выровненные поверхности междуречий сливаются с прилегающими водоразделами Зилаирского плато и Сакмаро-Таналыкской депрессии. В наиболее пониженной части хр. Урал-Тау пересекается долиной р. Сакмары. Южнее древние метаморфические породы, слагающие эту зону, перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями и образуют цоколь абразионно-аккумулятивной равнины Сакмаро-Губерлинского междуречья.

Общий наклон водораздельных поверхностей Присакмарской части хр. Урал-Тау к югу, с понижением абсолютных высот от 600—650 до 450—500 м, оказал существенное влияние на расположение гидрографической сети. Крупные реки: Крепостной Зилаир, Баракал и др. — текут здесь в продольных долинах с севера на юг. В верховьях рек долины имеют форму широких ложбин, ограниченных относительно крутыми залесенными склонами. Дно долин покрыто толщей песчано-глинистых образований, под которыми, вероятно, погребены древнеаллювиальные отложения. Ниже по течению глубина врезания рек увеличивается. По мере приближения к р. Сакмаре долины рек приобретают каньонообразную форму с крутыми врезанными меандрами.

В долинах рек развиты небольшие площадки низких террас четвертичного возраста. Сохранились также отдельными фрагментами надпойменные четвертичные и высокие дочетвертичные (плиоценовые) террасы с относительной высотой от 80 до 100 м. На высоких террасах имеется маломощный покров древнего аллювия — светло-серые и желто-бурые песчано-галечные отложения, которые отличаются мономиктовым составом галечного материала и преобладающим содержанием устойчивых минералов в тяжелой фракции шлихов (ильменит, гранат, циркон). Наличие высоких террас дает основание предполагать, что долины крупных рек в Присакмарском районе имеют древнее заложение. В дочетвертичное время реки имели сильно меандрирующие русла и широкие долины, слабо врезанные в выровненные поверхности междуречий. В четвертичное время произошло врезание рек и образовались эпигенетические долины с крутыми врезанными меандрами.

Восточный склон Южного Урала. По материалам исследований И. М. Крашенинникова, К. В. Никифоровой, И. И. Краснова, А. И. Соловьева, Н. В. Башениной и др. на восточном склоне Южного Урала выделяются следующие геоморфологические зоны, вытянутые в меридиональном направлении: 1) Восточно-Приурал-Тауское понижение, расположенное вдоль восточного подножия хр. Урал-Тау; 2) зона низкогорных хребтов; 3) предгорная зона грядового и увалисто-мелкосопочного рельефа; 4) Восточно-Уральское понижение, отделяющее восточный склон Южного Урала от Восточного Зауралья.

Эти зоны приурочены к крупным геологическим структурам. Кроме того, рельеф определяется литологическими особенностями коренных пород. Существенное влияние на направленность экзогенных процессов, формировавших рельеф восточного склона Южного Урала, оказали дифференцированные новейшие движения, которые были неравномерными по амплитуде и по времени проявления в отдельных районах.

Восточно-Приуральское понижение, расположенное вдоль восточного подножия хр. Урал-Тау, приурочено к крупной синклинали. На западе эта структура ограничена линией тектонического разлома, по которой протерозойские сильно метаморфизованные породы контактируют с палеозойскими осадочно-вулканогенными образованиями.

Восточно-Приуральское понижение прослеживается от подножия Сыростанского гранитного массива, где оно представляет заболочен-

ную аккумулятивную равнину. На месте некоторых болот в недавнем прошлом существовали озерные водоемы. Речная сеть обычно не имеет отчетливо выраженных долин, и реки текут небольшими водотоками среди широких заболоченных низин. Пониженные части рельефа, приуроченные в большинстве случаев к карбонатным породам, заполнены мощной толщей озерно-аллювиальных отложений кайнозойского возраста, которые часто подстилаются образованиями коры выветривания. Указанные отложения в отдельных районах являются золотосносными и на больших площадях разработаны при добыче золота.

К югу от оз. Ауш-Куль понижение пересекает р. Уй (ниже выхода из хр. Урал-Тау). Здесь расположены долины ее правых притоков — рек Кизникее и Краснохты. Долины рек широкие, заболоченные, также заполненные мощной толщей рыхлых отложений. На большом протяжении от истоков р. Урала до р. Миндяка понижение представляет отчетливо выраженную в рельефе структурно-литоморфную межгорную депрессию. В верхнем течении р. Урала она имеет ширину до 10 км. Среди плоского заболоченного дна возвышаются небольшие останцовые горки. Долины рек врезаны неглубоко. Они имеют сильно заболоченные низкие террасы, а также древние террасы высотой до 40—50 м с маломощным покровом галечников.

У дер. Уразово р. Урал выходит из депрессии, которая дальше на юг занята долинами рек Шагарки и Миндяка. Плоское дно депрессии здесь сложено преимущественно известняками, на которых развиты карстовые воронки, заполненные древнеаллювиальными отложениями. Вне карстовых воронок древний аллювий размыт и следы его распространения фиксируются по россыпям галек кварцитового состава. Долины рек врезаны в дно депрессии на глубину 40—50 м. На склонах долин прослеживаются главным образом I и II надпойменные террасы.

К югу от верховьев р. Миндяка понижение резко сужается, будучи зажато между хребтами Урал-Тау и Крыкты. На этом отрезке в нем расположены долины рек Бол. и Мал. Кизила, которые сходятся в верховьях, но текут в противоположных направлениях. Узкие меридионально ориентированные долины этих рек ограничены крутыми склонами высотой 50—60 м.

В верховьях р. Сакмары понижение представляет большую межгорную депрессию, известную под названием Таналык-Баймакской или Сакмаро-Таналыкской. Эта депрессия, ограниченная хребтами Урал-Тау и Ирендък, имеет широкое плоское дно (абс. выс. 520—480 м), в которое врезаны р. Сакмара и ее левые притоки, а также реки Таналык и Бузавлык. Отмечается, что по направлению с севера на юг глубина врезания рек бассейна р. Сакмары в дно депрессии увеличивается, а долины рек бассейна Таналыка на всем протяжении представляют неглубокие ложбины с пологими склонами высотой 30—40 м.

Дно Сакмаро-Таналыкской депрессии покрыто мощной толщей рыхлых отложений, представленных делювиальными суглинками и супесями, под которыми сохранились ярко-желтые пластичные глины, тонкозернистые охристые пески и другие отложения древнего облика. На склонах долины р. Сакмары также развиты древнеаллювиальные плиоцен-нижнечетвертичные песчано-галечные отложения, которые покрывают террасовые поверхности и отличаются кварцево-кварцитовым составом галек.

Южнее слияния рек Бузавлыка и Таналыка понижение разделяется на две части. Восточная его часть, к которой приурочена долина р. Таналыка (от впадения р. Бузавлыка до широтного поворота на восток) и р. Сухая Губерля, представляет тектоническую впадину, образованную в палеозойских породах и заполненную мощной толщей юрских

отложений. Эта впадина меридионального простирания прослеживается далеко на юг и в районе г. Ново-Троицка пересекается р. Уралом. Западная часть понижения от широты дер. Михайловки до Губерлинских гор представляет высокую равнину с континентальными и морскими отложениями верхнего мела и палеогена.

Рельеф восточной части понижения здесь характеризуется выровненными поверхностями междуречий, среди которых на отдельных участках возвышаются низкие увалы, приуроченные к выходам на поверхность палеозойских пород. Междуречья расчленены долинами рек и логов, врезанных неглубоко и ограниченных пологими склонами.

Рельеф западной части понижения в данном участке отличается ровными степными пространствами с абсолютными высотами от 400 до 500 м, причем степень эрозионного расчленения равнины резко увеличивается от ее центральной части к западу и югу. Так, например, левые притоки р. Сакмары, берущие начало на равнине, имеют в верховьях вид небольших западин, но несколько ниже по течению их долины становятся глубоко врезанными и ограниченными крутыми скальными склонами. Краевые части равнины имеют эрозионный, сложно расчлененный мелкосопочный рельеф. Река Губерля и ее притоки также имеют в верховьях слабо врезанные в поверхность плато долины; однако к югу от пересечения железной дороги Орск — Оренбург глубина долин увеличивается до 100—150 м, а в крутых склонах из-под покрова меловых — палеогеновых пород вскрываются метаморфические породы протерозоя.

Как видно из приведенного выше описания, зона Восточно-Приурал-Тауского понижения представляет сложное геоморфологическое образование, которое состоит из нескольких районов, испытавших длительную историю формирования рельефа, отдельные этапы которой еще недостаточно полно изучены и восстановлены. В связи с приуроченностью к этой зоне месторождений полезных ископаемых она заслуживает дальнейшего детального геоморфологического изучения в комплексе с литолого-фациальным изучением континентальных отложений мезо-кайнозойского возраста.

Низкогорный структурно-литоморфный рельеф восточного склона Южного Урала. К востоку от Восточно-Приурал-Тауского понижения расположена узкая цепь хребтов, вытянутых в меридиональном и северо-восточном направлениях. Начинается эта зона на севере хребтами Кумач (707 м) и Северный Ирендык (922 м). Далее к югу цепь хребтов на некотором расстоянии прерывается, затем протягиваются наиболее высокие возвышенности восточного склона Южного Урала: хребты Куркак (936 м), Крыкты (1046—1117 м) и Южный Ирендык (869—986 м). Они приурочены к антиклинальным структурам и сложены главным образом зеленокаменными вулканогенными породами силура и девона.

Особенности рельефа указанной цепи гор можно охарактеризовать на примере хр. Южный Ирендык. Он отделен от хр. Крыкты широтным отрезком глубоко врезанной долины р. Бол. Кизила. Южный Ирендык несколько ниже хр. Крыкты и менее компактен: он состоит из ряда параллельных гряд, разделенных понижениями со многими поперечными седловинами, которые используются для перевалочных дорог. Рельеф вершин хр. Ирендык полностью зависит от характера залегания пород. В замках антиклиналей вершины имеют мягкие очертания, моноклиальные пласты дают острые гребни и т. д. Наличие яшм на вершинах гор также определяет образование скалистых останцов. На гребнях продольных гряд нередки скальные уступы, с характерными котловинами выдувания, а оголенные, иногда конической формы вер-

шины покрыты каменными россыпями. В северной половине хребта западный склон его гораздо круче восточного, так как верховья притоков Бол. Кизила и Худолаза глубоко врезались в хребет и сдвинули водораздел к западной окраине. В южной половине хребта, наоборот, более крутым является восточный склон. К югу от широты г. Баймака высоты хр. Ирэндык понижаются и он постепенно переходит в низкие предгорья. Понижения между грядками все более и более заполняются рыхлыми отложениями, и отдельные вершины и скалистые грядки как бы просвечивают через мощный чехол покровных образований. В этом же направлении происходит погружение антиклинальной структуры, к которой приурочен хребет.

Низкогорные хребты восточного склона Южного Урала представляют денудационные структурно-литоморфные образования, которые испытывали новейшие тектонические поднятия в мезо-кайнозое. На небольших участках хр. Ирэндык обнаружены образования коры выветывания, наличие которой указывает на более низкое положение этой зоны и более выровненный рельеф в мезозое. Однако даже в периоды максимального выравнивания территории восточного склона Южного Урала указанные хребты, по-видимому, представляли возвышенные части рельефа, с которых происходил снос обломочного материала. Наиболее активные тектонические поднятия хребты испытали в четвертичное время, о чем свидетельствует их глубокое эрозионное расчленение и наличие пересекающих эпигенетических участков речных долин.

Денудационно-литоморфный рельеф предгорий восточного склона Южного Урала. Восточные предгорья Южного Урала, сопровождающие зону низкогорных хребтов, характеризуются большим морфологическим разнообразием рельефа. В северной части восточного склона Южного Урала, в бассейне верховьев р. Миаса, рельеф озерный и останцово-мелкосопочный. Наиболее возвышенные части рельефа представляют останцовые горы округлой формы с абсолютными высотами 550—650 м — гора Крутая (685 м) — или небольшой протяженности гряды — хр. Койдвелы (510 м) и др. Останцовые горки и гряды приурочены, как правило, к наиболее плотным разностям интрузивных коренных пород основного и кислого состава и к вулканогенным образованиям силура. Возвышенные части рельефа разделены котловинообразными или долинообразными ложбинами, сложенными более легко размываемыми разностями, например известняками. Понижения рельефа заполнены рыхлыми отложениями и заняты озерами, болотами и речными долинами, в которых водотоки имеют медленное, еле заметное течение. Южнее восточные предгорья ограничивают хребты Кумач и Северный Ирэндык. Это небольшие горки и гряды, расположенные вдоль восточных и западных склонов указанных хребтов и отделенные от них узкими понижениями, ориентированными по простиранию пород.

Значительно расширяется полоса восточных предгорий к югу от хр. Северный Ирэндык, где обширная территория восточного склона Южного Урала, расположенная между хр. Северный Ирэндык и цепью гор, составляющих хребты Крыкты — Южный Ирэндык, характеризуется беспорядочным расположением изолированных возвышенностей, гряд и крупных озерных котловин: озера Калган, Ургун и Большие Учалы. В этом районе широкое развитие имеют интрузивные породы ультраосновного и основного состава и осадочно-вулканогенные образования силура — девона. Петрографический состав пород и условия их залегания определяют большое разнообразие морфологических особенностей рельефа.

Резко изменяется характер восточных предгорий южнее широты р. Ильтебаново — оз. Большие Учалы. Здесь узкие гряды и невысокие хребты протягиваются в меридиональном или северо-восточном направлениях. Водораздельные возвышенности имеют абсолютные высоты от 600 до 800 м. Наиболее высокими являются хребты Бугасты (704 м) и Узункыр (792 м).

Хребты и гряды разделены между собой неширокими ложбинами, вытянутыми параллельно возвышенностям. В ложбинах расположены небольшие речки или заболоченные низины. К одной из таких ложбин приурочен продольный отрезок долины р. Урала ниже дер. Уразово. Свообразный хребтово-грядовый рельеф определяется чередованием толщ коренных пород с различной устойчивостью к выветриванию, которые смяты в узкие складки. Гряды и хребты сложены более плотными породами силура и девона — вулканогенными образованиями, кремнистыми сланцами, — а разделяющие их ложбины приурочены преимущественно к песчаникам и глинистым сланцам. Преобладающее меридиональное и северо-восточное направления возвышенностей и ложбин определяются простиранием геологических структур, причем на отдельных участках наблюдается обращенный рельеф, и некоторые возвышенности приурочены к синклиналим складкам, а ложбины — к осевым частям антиклиналей.

Изменяется рельеф предгорий у восточного склона хр. Ирэндык. Здесь возвышенности имеют форму изолированных гор и широких увалов, расположенных беспорядочно. Речные долины заболочены и заполнены мощной толщей рыхлых отложений, к которым приурочены верховья рек Худолаза, Уртазымки и др. Неширокая полоса предгорий к югу от хр. Ирэндык и до г. Орска характеризуется мягкими холмисто-увалистыми очертаниями и слабым расчленением. Морфологические особенности возвышенностей на отдельных участках определяются разнообразным составом коренных пород. Однако поверхности возвышенностей и понижения между ними покрыты чехлом рыхлых отложений, что определяет мягкие очертания рельефа.

Из приведенного выше описания видно, что особенности денудационно-литоморфного рельефа восточных предгорий Южного Урала определяются в значительной степени составом коренных пород. Однако существенное влияние на интенсивность рельефообразующих процессов в этой зоне оказало положение отдельных участков в соседстве с районами, отличающимися различной амплитудой новейших движений. Так, например, наиболее расчлененный рельеф имеют предгорья, ограничивающие хребты Крыкты и Южный Ирэндык, которые представляют зону новейших поднятий. В верховьях р. Миасса и к северу от г. Орска восточные предгорья отличаются пониженным и менее расчлененным рельефом, что определяется положением этих районов между Приурал-Тауским и Восточно-Уральским понижениями, которые испытывали погружение в мезозое и представляли относительно стабильные зоны в кайнозое.

Восточно-Уральское понижение. Зона Восточно-Уральского понижения отделяет восточный склон Южного Урала от Восточного Зауралья. В верховьях р. Миасса это понижение представляет низкую заболоченную озерно-аллювиальную аккумулятивную равнину, среди которой возвышаются небольшие останцы, сложенные палеозойскими породами. Эта часть понижения прослеживается на 150 км от северного окончания Ильменских гор (оз. Аргазы) до пос. Учалы. Приурочена она к синклиналиной структуре, сложенной силуро-девонскими и карбонатными породами. Континентальные отложения, покрывающие палеозойские породы,

представлены различными генетическими разностями: образованиями коры выветривания, древними аллювиальными золотоносными галечниками и озерно-аллювиальными отложениями четвертичного возраста.

Особенностью рельефа озерно-аллювиальной аккумулятивной равнины является слабое эрозионное расчленение и плохой дренаж, что обусловило сильную заболоченность междуречных поверхностей. Южнее рельеф равнины осложняется останцовыми горками, сложенными плагногранитами и гранит-порфирами. Долины рек Уя, Агыра, Шартымки и других рек, пересекающих равнину, врезаны неглубоко, имеют плоские заболоченные днища и пологие задернованные склоны.

Между верховьями рек Агыра (приток р. Уя) и Узельги Восточно-Уральское понижение в рельефе выражено неочетливо, так как этот участок приурочен к антиклинальной структуре, отделяющей Миасскую синклиналь от Магнитогорского синклинория. Далее на юг Восточно-Уральское понижение резко расширяется и в районе г. Верхне-Уральска достигает ширины 10—15 км. На протяжении более 350 км от верховьев р. Узельги до г. Орска понижение приурочено к Магнитогорскому синклинорию. Плоское дно понижения расчленено на пологие увалы неглубоко врезанными долинами р. Урала и его правых притоков. Абсолютные высоты плоских междуречий колеблются в пределах от 450—500 м на севере и до 250—300 м на юге. Сложено понижение преимущественно карбонатными породами, поэтому на отдельных участках развиты карстовые формы рельефа: воронки, замкнутые котловины, суходолы и т. д.

Долины крупных рек, расположенные в Восточно-Уральском понижении, по-видимому, имеют древнее заложение. Река Урал от места выхода в Восточно-Уральское понижение до пос. Верхнекизильского имеет широкую долину, ограниченную пологими склонами. В долине отчетливо выражены широкие поверхности надпойменных террас: первая, 3—4 м; вторая, 7—8 м; третья, 13—19 м и более высокие эрозионные уровни, покрытые россыпями галек на высоте 40—50 и 70—80 м (?). Ниже пос. Верхнекизильского долина р. Урала отличается ящикообразной формой с плоским дном, ограниченным крутыми склонами высотой 40—50 м. Дно долины занято низкими террасами: поймой и I надпойменной; вдоль крутых склонов сохранились также узкие площадки II террасы. Выше крутых склонов наблюдаются полого наклонные поверхности, покрытые галечниками и представляющие древние эрозионные уровни, вероятно, нижнечетвертичного возраста.

Резко изменяется морфология долины р. Урала ниже впадения р. Худолаза. Долина суживается и приобретает каньонообразную форму с крутыми врезанными меандрами. В узкой долине на крутых излучинах реки развиты небольшие площадки низких террас (I и II). Выше крутых склонов также сохранились эрозионные поверхности древних террас с покровом галечников своеобразного кварцево-кварцитового состава. На участке от устья р. Худолаза до пос. Кардаиловского р. Урал делает крутой изгиб на восток и заходит в зону Урало-Тобольского плато. Каньонообразная форма долины и наличие врезанных меандр указывают на новейшие поднятия зоны плато, вследствие чего происходило врезание реки в плотные породы палеозоя и зафиксировано древнее меандрирующее русло.

Участок р. Урала от пос. Верхнекизильского до пос. Колпакского снова приобретает ящикообразную долину с небольшими суженными отрезками у дер. Орловки и пос. Тереклы. Образование указанных суженных отрезков протяженностью не более 2—3 км, по всей вероятности, определяется пересечением узких полос плотных пород. Ниже пос. Колпакского р. Урал выходит в Орскую котловину и отличается

широким дном (до 3—4 км), в котором русло реки сильно меандрирует с образованием большого количества озер и стариц. Эта часть Восточно-Уральского понижения представляет погребенную тектоническую депрессию, которая заполнена мощной толщей континентальных мезозойских (?) и кайнозойских отложений. В долине реки развиты широкие поверхности террас: поймы 2—3 м, первой террасы 5—7 м, второй 10—12 м и третьей 22 м. Указанные террасы аккумулятивные, сложенные толщей суглинков, супесей, глин и галечников. На пологих склонах долины также имеются более высокие террасовые уровни на высоте 45—70 м, которые представляют остатки плиоценовых и нижнечетвертичных долин, имеющих в этом районе большую ширину.

Восточно-Уральское понижение пересекают крупные правые притоки р. Урала на отрезках их нижнего течения. Долины рек Мал. Кизила, Янгельки, Бол. Кизила, Худолаза, Уртазымки и Таналыка имеют сходные черты строения. Отмечается своеобразное расположение их по отношению к долине р. Урала. Указанные реки при впадении в р. Урал текут с северо-запада на юго-восток, и поэтому их долины расположены под острым углом по отношению к р. Уралу. Причины такой ориентировки долин пока точно не установлены. Другой отличительной особенностью является асимметричное строение долин: левые склоны обычно крутые со скальными выходами коренных пород, а правые — пологие, покрытые мощной толщей делювиальных и аллювиальных отложений. В долинах притоков р. Урала, расположенных в Восточно-Уральской ложбине, прослеживаются низкие террасы: I, II и III. На отдельных участках долин наблюдаются более высокие эрозионные уровни с покровом глинисто-песчано-галечных отложений, вероятно, плиоцен-нижнечетвертичного возраста.

Восточно-Уральское понижение имеет длительную историю развития. В юрское время эта зона, по-видимому, представляла область накопления песчано-глинистых отложений, образованных за счет разрушения ограничивающих понижение возвышенностей — восточных предгорий Южного Урала и Урало-Тобольского плато. Впоследствии юрские отложения были размыты и сохранились только в погребенных тектонических депрессиях. В меловое и палеогеновое время море заходило, по всей вероятности, только в южную часть понижения, на остальной его территории происходило денудационное выравнивание. В неогене на фоне новейших поднятий восточных хребтов Южного Урала и Урало-Тобольского плато Восточно-Уральское понижение являлось зоной аккумуляции.

Восточное Зауралье. По характеру строения рельефа и особенностям истории его развития на территории Восточного Зауралья, прилегающей к Южному Уралу, выделяются две крупные геоморфологические зоны: 1) Урало-Тобольское плато; 2) Зауральский пенеппен.

К Урало-Тобольскому денудационному плато относится полоса грядово-увалистого рельефа, расположенная в бассейне левых притоков р. Урала. По геологическому строению плато соответствует восточному борту Магнитогорского синклинория. Оно вытянуто в меридиональном направлении и прослеживается от верховьев р. Увельки на севере до долины р. Кумака на юге. Урало-Тобольское плато имеет резкую западную границу, а на востоке примыкает к Зауральскому пенеппену. Граница между этими зонами выражена в рельефе вполне отчетливо. Следует отметить, что зона грядово-холмистого рельефа Урало-Тобольского плато занимает не центральную часть водораздельной полосы между реками Уралом и Тоболом, а является смещенной на запад и расчлененной в большей степени левыми притоками р. Урала. Различия в морфологии водораздельных возвышенностей плато в зна-

чительной степени определяются литологическим составом слагающих пород. Так, например, районы, сложенные палеозойскими осадочно-вулканогенными образованиями и метаморфическими породами протерозоя, характеризуются грядовым рельефом. На гранитных массивах образовался останцовый и мелкосопочный рельеф. На значительной части территории коренные породы, слагающие водораздельные возвышенности, прикрыты маломощным элювием или обнажены в небольших скальных выходах.

Наиболее высокая часть плато находится в его центральной части на широте г. Магнитогорска, где абсолютные высоты отдельных возвышенностей достигают 615 м (гора Магнитная и др.). К северу и югу наблюдается понижение высот до 400—350 м, что определяется погружением Восточно-Уральского антиклинория.

Территория Урало-Тобольского плато расчленена сложно разветвленной речной сетью, однако долины рек врезаны неглубоко и ограничены пологими задернованными склонами. Руслу рек меандрируют среди поймы и I надпойменной террасы. Широкие поверхности также имеет II надпойменная терраса, сложенная толщей желто-бурых суглинков и супесей, а в основании видимого разреза — глинами и галечниками. Остатки древней речной сети (по-видимому, нижнечетвертичного возраста?) прослеживаются в виде эрозионных террас с россыпями галек, которые сохранились на склонах долин рек Зингейки, Гумбейки и др.

Сглаженный рельеф водораздельных возвышенностей Урало-Тобольского плато и сохранившаяся на небольших участках кора выветривания указывают, что в мезозое образование рельефа происходило под воздействием длительных денудационных процессов. Отсутствие морских мезо-кайнозойских отложений дает основание предполагать, что во время трансгрессий верхнемелового и палеогеновых морей территория Урало-Тобольского плато не заливалась морями, а, вероятно, представляла низкую сушу, с которой сносился обломочный материал. Оживление эрозионных процессов, сформировавших грядово-увалистый денудационно-литоморфный рельеф плато, произошло, по всей вероятности, в плиоцен-четвертичное время в связи с новейшими поднятиями этой зоны.

Территория Зауральского пенеплена, расположенного к востоку от Урало-Тобольского плато, сложена разнообразными сильно дислоцированными породами верхнего протерозоя и палеозоя, которые пронизаны мощными интрузиями гранитов. Однако различия литологического состава пород и геологические структуры не находят прямого отражения в рельефе пенеплена.

Как указывал Я. С. Эдельштейн, Зауральский пенеплен представляет сложное морфологическое образование, которое уже в течение длительного цикла континентального сноса в мезозое было доведено до состояния почти равнины. Об этом свидетельствует не только сильно выровненный рельеф междуречий, но и сохранившиеся мощные толщи коры выветривания. Некоторые исследователи предполагают, что в образовании пенеплена существенную роль играла также абразия мелового и палеогенового морей, отложения которых сохранились на небольших участках пенеплена. Большинство же геологов считают, что нивелирующая деятельность морей была, по-видимому, невелика, доказательством чего служат: 1) присутствие под морскими отложениями мощной толщи образований коры выветривания и 2) отсутствие в основании морских отложений базальных конгломератов.

Междуречные поверхности Зауральского пенеплена представляют равнинные слабо расчлененные пространства. Абсолютные высоты водо-

разделов изменяются от 400 до 300 м, с постепенным понижением высот с запада на восток. Поверхности междуречий пенеplена покрыты рыхлыми наносами, и только в отдельных участках на дневную поверхность выходят коренные породы.

В слабо заметных понижениях рельефа сохранились мощные толщи образований коры выветривания, глинистый состав которых определяет наличие обширных солончаков и засоленных почв. На карбонатных породах палеозоя развиты карстовые формы рельефа, причем в углублениях древнего карста сохранились песчано-галечные отложения мелового и верхнетретичного возраста. Наличие рыхлых континентальных отложений является характерной особенностью Зауральского пенеplена.

Речные долины четвертичного возраста слабо врезаны в поверхность пенеplена. Они ограничены пологими склонами, на которых выражены низкие террасы высотой от 3 до 15 м. Общий характер рельефа пенеplена указывает на то, что в четвертичное время зона Восточного Зауралья не испытывала новейших тектонических поднятий, что отличает ее от прилегающей с запада зоны Урало-Тобольского плато.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Обширная территория Южного Урала и Предуралья, входящая в границы Башкирской АССР и Оренбургской области, характеризуется весьма сложной историей геологического развития, обусловленной различием геотектонической обстановки отдельных ее частей во многие этапы эволюции земной коры. Седиментация, магматическая деятельность и тектогенез в одни и те же периоды геологической истории протекали неодинаково в регионах, находящихся на различных ступенях развития земной коры. В одни и те же эпохи геологического времени в разных областях данной территории наблюдались существенные отличия в палеогеографической обстановке. Все это, а также недостаточная изученность стратиграфии, фациального состава осадков, вулканизма и тектоники, при дискуссионности многих положений современных взглядов на геологическое строение Южного Урала и Предуралья, обуславливает предположительный характер тех или иных заключений. В сложении земной коры рассматриваемой территории до глубин, доступных современным методам исследований, принимают участие архейские, протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские толщи пород. Особенности состава, метаморфизма, тектоники этих толщ в той или иной степени свидетельствуют о физико-географической обстановке пройденных этапов геологического развития.

АРХЕЙ

Архейские отложения на описываемой территории, по-видимому, нигде не выходят на поверхность. Отсутствуют какие-либо обоснованные данные, свидетельствующие о присутствии отложений такого возраста в тех или иных разрезах. На различных глубинах в платформенной части описываемой территории бурением вскрыт фундамент, состоящий из интенсивно дислоцированных и глубоко метаморфизованных пород, представленных главным образом различными гнейсами. Эти породы сопоставляются с архейскими образованиями Балтийского и Украинского щитов. Этот вывод подтверждается данными определений абсолютного возраста.

Учитывая особенности геологического строения западного склона, следует предположить, что в архее здесь был сформирован фундамент. По-видимому, он по мощности и жесткости уступал архейскому фундаменту Русской платформы.

В зоне хр. Урал-Тау и в районе восточного склона развиты отложения не древнее протерозоя, все особенности которых указывают на типичную геосинклинальную обстановку их формирования. К концу архея жесткая основа земной коры здесь не существовала.

Палеогеографическая обстановка архея для всей территории не была одинакова. В области восточного края Русской платформы несомненно существовала геосинклиналь, прошедшая сложный путь развития, выразившийся в процессах осадконакопления, магматизма, складчатых движений и явлений размывов. Главнейшие элементы этого

развития были, очевидно, общими с областями Украинского и Балтийского щитов, в особенности в отношении времени и степени интенсивности главнейших фаз орогенеза и проявлений магматизма.

Что касается западного склона, то присутствие здесь древнего фундамента определяется геологическими и геофизическими исследованиями. Практически состав этого фундамента нам неизвестен. Можно предполагать, что он состоит в основном из гнейсов, интродуцированных различными магматическими, главным образом кислыми породами. Архейский этап охватывает здесь процессы возникновения геосинклинали и сложный противоречивый путь ее развития, почти до состояния платформы. Для этого этапа характерно мощное накопление осадков, интенсивная магматическая деятельность и складчатые движения, которые в той или иной степени были по времени созвучны саамской и сфекофенской складчатостям Русской платформы, но выражены были, вероятно, менее интенсивно.

В зоне хр. Урал-Тау и в области восточного склона в архее существовала геосинклинальная обстановка. Шло накопление осадочных и вулканогенных пород, проявлялись тектонические движения, местами интродуцировала магма, но при всем этом земная кора данной части Южного Урала не вышла из стадии геосинклинального существования. Естественно, при отсутствии конкретных данных о составе и условиях образования предполагаемых архейских толщ Южного Урала не представляется возможным говорить о характере тектогенеза этой области и какой-либо связи со складчатыми движениями архея Русской платформы.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

История развития описываемой территории в течение протерозоя во многих отношениях остается неясной. Степень изученности стратиграфии этих отложений, вулканизма и тектоники еще недостаточна. Поэтому при описании физико-географической обстановки данного этапа многие вопросы вызывают дискуссии и различные предположения. Но вместе с тем для данного отрезка геологического времени начинают уже вырисовываться некоторые более определенные черты палеогеографии.

В восточной части Русской платформы на площадях, доступных для изучения глубоким бурением, отсутствуют добавлинские протерозойские отложения. Возможно, последние совсем не отлагались или полностью были размыты в условиях возрастающего поднятия всей этой области и установления континентального режима. Бавлинские толщи в указанных площадях с глубоким размывом непосредственно ложатся на архей.

В границах западного склона Южного Урала нижнепротерозойские отложения пользуются сравнительно небольшим распространением. В данном случае имеются в виду выходы пород тараташской свиты. Большинство геологов склонно тараташскую свиту относить к нижнему протерозою. Таким образом, предположительно нижнепротерозойский этап развития западного склона может быть охарактеризован в основных своих чертах. В сложении тараташской свиты принимают участие пара- и ортогнейсы, слюдяные кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы и джеспилиты. Толщи гнейсов инъецированы интрузивными породами габброидного и кислого состава. Проникновение растворов вызвало процессы метасоматизма и образование гибридных пород. Для многих пород характерна высокая степень метаморфизма, что подтверждается распространенностью среди породообразующих минералов граната.

Из приведенного краткого описания тараташской свиты видно, что в нижнем протерозое в области западного склона существовал прогиб, в котором шло накопление терригенных и вулканогенных пород. Процесс формирования толщ такого состава к концу нижнего протерозоя прервался складчатыми движениями и инъекциями основных и кислых растворов и перекристаллизацией многих пород до состояния гнейсов, кварцитов и слюдяных сланцев. По-видимому, тараташская свита образуется в разрезе западного склона особый структурный комплекс, несогласно залегающий на архейском комплексе. Мощность тараташского этажа неизвестна, так как подошва его не вскрыта эрозией.

В зоне хр. Урал-Тау существовавшая в нижнем протерозое физико-географическая обстановка нашла отражение прежде всего в особенностях состава свит максютовского комплекса. Свита яманташская и искужинская в основном сложены ортосланцами, преимущественно образовавшимися из эффузивов и туфов основной магмы. Сланцы такого же происхождения распространены в чумацкой и кашкарговской свитах. В данной зоне в течение нижнего протерозоя отмечено не менее двух эпох мощных проявлений интрузивной деятельности гипербазитовой и базальтовой магм. Существенное скачкообразное уменьшение степени прогрессивного регионального метаморфизма и степени дислоцированности от яманской серии к ишимбетовской и особенно от последней к суваякскому комплексу, а также наблюдающиеся между ними несогласия в залеганиях свидетельствуют о проявлениях орогенеза в нижнем протерозое. С этими проявлениями диастрофизма, очевидно, и были связаны интрузии базальтовой и гипербазитовой магм, так часто прорывающих толщи указанных выше свит. Породы этих интрузий при метаморфизме дали ряд разнообразных по составу ортосланцев. Судя по значительной суммарной мощности свит максютовского комплекса, несмотря на изменчивую обстановку формирования осадков, зона в основном являлась сложным геосинклинальным развивающимся прогибом поясового строения, ориентированного вдоль восточного края архейского фундамента западного склона Южного Урала. В этом прогибе седиментация в основном была выражена в накоплении терригенных осадков — глин и песков за счет размыва островов, существовавших в более внутренних зонах геосинклинальной области.

Описанные выше условия образования толщ максютовского комплекса не были свойственны только площади, ограниченной современными границами зоны хр. Урал-Тау. Как следует по данным бурения и геофизических работ, толщи максютовского комплекса, сохраняя свой состав, характер метаморфизма и степень дислоцированности, уходят под толщами нижнего и среднего палеозоя на значительное расстояние на восток. Эти данные позволяют считать, что зона Урал-Тау является в древних этапах своего развития западной окраиной Уральской геосинклинали и что этим и определились те основные черты данной зоны, которые по характеру своего поясового строения, степени дислоцированности, роли магматических пород, металлогении и другим признакам позволяют рассматривать ее в одном ряду с другими зонами Урала, расположенными восточнее.

Описание палеогеографических условий древнейших этапов геологического развития области Урало-Тобольского водораздела, которая только небольшой южной частью входит в рассматриваемую территорию, составляет большую трудность ввиду существующих расхождений в оценке возраста залегающих здесь метаморфических толщ. Эти расхождения особенно относятся к гнейсовому комплексу и выражаются

в трактовках его возрастного положения от архея до нижнего карбона. По-видимому, наиболее правильно будет отнести этот комплекс, учитывая положение его в разрезах и степень регионального метаморфизма, к нижнему протерозою. Мощность данного комплекса оценивается в несколько тысяч метров. Он сложен главным образом парагнейсами, которым местами подчинены частые прослои амфиболовых сланцев и амфиболитов; кроме того, в сложении его принимают участие гнейсо-граниты, предположительно обязанные своим происхождением процессам метасоматизма и анатексиса, проявлявшимся в конце рассматриваемого этапа. Все отмеченное более или менее свидетельствует о том, что в этот этап область Урало-Тобольского водораздела представляла собой мобильный прогиб внутренних частей Уральской геосинклинали. В границах его за счет размыва местных островов и смежных зон шел интенсивный процесс накопления терригенных толщ в условиях моря. На значительных пространствах временами происходило накопление лав и туфов при подводной и надводной вулканической деятельности. В конечные эпохи рассматриваемого этапа, а может быть, и позднее прогиб был охвачен довольно сильными складчатыми движениями и затем общим погружением. Все это в конечном счете и обусловило обстановку мигматизации, метаморфизма и переплавления ранее образовавшихся пород. По-видимому, значительная часть приуроченных к рассматриваемому комплексу гранитоидных массивов образовалась в это же время.

По своей истории развития и составу, как видно из вышеизложенного, гнейсовый комплекс существенно отличается от максютовского комплекса зоны Урал-Тау. Отмеченное различие между двумя поясами Урала в основном находит себе объяснение в неодинаковом их положении в Уральской геосинклинали, в неодинаковых геотектонических условиях их формирования: метаморфический пояс Урал-Тау являлся западной окраинной зоной, а Урало-Тобольский — внутренней зоной ее.

СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Отложения, предположительно принимаемые за среднепротерозойские, выходят на поверхность в Белорецком поднятии Приурал-Тауской зоны западного склона и в зоне хр. Урал-Тау.

Белорецкое поднятие сложено слюдистыми кварцитами, различными слюдяно-кварцевыми, слюдяно-полевошпатовыми гнейсовидными сланцами. Сланцевым толщам подчинены метаморфические карбонатные породы, конгломераты и амфиболиты. От широко распространенных древних свит западного склона белорецкий комплекс отличается более высоким региональным прогрессивным метаморфизмом. Породы его по состоянию этого метаморфизма относятся к зонам амфиболовой, двуслюдяной и мусковитовой. Комплекс интенсивно и сложно дислоцирован. Максимальная мощность его около 3500 м. В периоды накопления осадков этого комплекса на западном склоне существовал бассейн, в котором шла аккумуляция преимущественно терригенных осадков. В верхней половине среднего протерозоя, помимо этого, местами отлагались карбонатные породы. Временами появлялась вулканическая деятельность, происходили излияния лав и выбросы туфов основной магмы. Процесс седиментации протекал, вероятно, в сложных условиях, что было связано с проявлявшимися тектоническими движениями. Такой обстановкой следует объяснить присутствие в разрезе поднятия конгломератов, в составе которых присутствуют гальки и валуны уже значительно метаморфизованных пород главным образом самого же белорецкого комплекса.

По степени метаморфизма и дислоцированности отложений и по роли пород магматического происхождения белорецкий комплекс уступает тараташской свите, но в то же время значительно превосходит древние свиты западного склона.

К среднему протерозою в зоне хр. Урал-Тау отнесена нижняя серия суваянского комплекса. В нижней части разреза этой серии большая роль принадлежит слюдыстым кварцитам (нижняя подсвита уткальской свиты и курташская свита), а в верхней части его — различными слюдыстым сланцам. Серия характеризуется значительным региональным метаморфизмом, исходные осадочные и вулканогенные породы полностью перекристаллизованы. Все свиты в своей совокупности образуют пояс, в основном выдержанный в составе и других свойствах на всем протяжении зоны Урал-Тау, в границах описываемой территории. Это, а также наличие в некоторых свитах ортосланцев, образовавшихся из вулканогенных пород, свидетельствует о том, что прогиб, в котором шло формирование данной серии, относился к геосинклинальной зоне, хотя и к краевой, западной части ее. Такой вывод подтверждается и характером интрузивной магматической деятельности. Некоторые толщи сланцев (главным образом мазаринской) прорваны интрузиями гипербазитов и габбро и изредка небольшими интрузиями гранитов, относящихся к тектоно-магматическому циклу верхнего протерозоя.

Присутствие в разрезах верхней половины серии метаморфических конгломератов с гальками и валунами слюдыстых кварцитов и слюдяных сланцев нижних свит ее свидетельствует о том, что в прогибе местами возникли тектонические острова, и глубокая эрозия выводила на поверхность толщи уже метаморфизованных пород более нижних свит этой серии. Заканчивается история развития зоны хр. Урал-Тау в рассматриваемый этап проявлением значительных орогенических движений, совпадающих примерно с концом среднего и началом верхнего протерозоя. Под влиянием их в зоне Урал-Тау и, видимо, в прилегающих районах восточного склона сформировался складчатый пояс. Последний перед верхним протерозоем и в начале его подвергся сильному и местами глубокому размыву, особенно в южной половине зоны, благодаря чему из разрезов ее местами частично или полностью выпадает нижняя суваянская серия.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ, «ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ»

Приступая к краткой характеристике истории геологического развития описываемой территории за время верхнего протерозоя, «позднего докембрия», следует заметить, что и в данном случае мы сталкиваемся с трудностями, вызванными существованием в геологической литературе расхождений по выделению в общем разрезе древних отложений толщ соответствующего возраста. По-видимому, наиболее приемлемым будет заключение, согласно которому к верхнему протерозою относятся следующие образования: бавлинский комплекс восточной части Русской платформы, древние свиты западного склона Южного Урала и терригенный комплекс Восточно-Уральского антиклинория. Анализ главнейших особенностей этих отложений может служить основанием для краткого предположительного описания истории развития рассматриваемого этапа.

Бавлинский комплекс с глубоким размывом ложится на архейский фундамент Русской платформы. Сложен этот комплекс терригенными отложениями неглубокого бассейна, в котором происходило накопление в основном терригенных толщ за счет привноса обломочного мате-

риала с местных источников питания и континентов, существовавших в это время на Русской платформе и некоторых регионах Урала. В сложении осадков заметна цикличность, свидетельствующая о соответствующем ходе тектонических движений в области, охватываемой бассейном. Наиболее существенно такие движения сказались на седиментационном процессе к концу нижнебавлинского времени, когда рассматриваемая область вышла из-под уровня бассейна и начался некоторый размыв нижнебавлинских отложений. Все это обусловило несогласное налегание верхнебавлинских отложений на нижнебавлинские. Породы бавлинского комплекса слабо метаморфизованы, но несмотря на это в них не найдены остатки фауны. Обнаружены только споры. Присутствующие в разрезах некоторых свит карбонатные породы, вероятно, образовались в основном за счет известковых водорослей. Едва ли отсутствие в рассматриваемом комплексе остатков животной жизни связано с ее низким уровнем развития. По-видимому, причина здесь заключается в условиях формирования самого бассейна, характеризующегося значительной мелководностью, непостоянным температурным режимом, изменчивостью границ и обособленностью от морей.

Магматизм в рассматриваемой области в бавлинское время был сравнительно слабым. В нижней бавлинской серии встречены диабазы и габбро-диабазы с преобладанием последних. Некоторые авторы выделяют палеодолериты и спилиты. Таким образом, к нижнебавлинскому времени в данной области приурочено образование пород спилито-диабазовой формации. Магматизм находился в той или иной связи с эпирогеническими движениями указанного времени.

В границах западного склона Южного Урала палеогеография верхнего протерозоя в основных своих чертах нашла отражение в особенностях древних свит. Эти свиты имеют значительную суммарную мощность, оцениваемую от 12 до 16 тыс. м. В сложении их принимают участие различного облика кварцевые песчаники, кварцито-песчаники, глинистые сланцы, филлитовые сланцы, доломиты и известняки. Для сложения некоторых свит характерны базальные и внутриформационные конгломераты. Седиментационный процесс характеризовался цикличностью, обусловленной соответствующим ходом эпирогенических движений во время накопления осадков. Сравнительно с указанной мощностью осадочных пород роль вулканогенных образований, в общем, небольшая.

Процесс формирования древних свит характеризовался перерывами. Поэтому контакты между сериями носят трансгрессивный характер, выраженный в той или иной степени. Присутствующие в разрезах некоторых свит конгломераты свидетельствуют о явлениях местных размывов, а также о поступлении в бассейн крупнообломочного материала из других регионов, в частности из зоны хр. Урал-Тау. Такая физико-географическая обстановка особенно свойственна тем частям существовавшего бассейна, которые тяготели к западной границе метаморфического пояса Урал-Тау.

Как и в бавлинских отложениях, в толщах древних свит, несмотря на их сравнительно слабый метаморфизм, не обнаруживаются остатки фауны. В карбонатных породах распространены остатки водорослей. За последние годы в этих толщах найдены споры. Отсутствие остатков фауны указывает в основном на особенности обстановки осадкообразования. Оно в значительной части в развивающейся впадине происходило в условиях мелководного внутреннего бассейна. Непостоянство режима, частое изменение границ этого бассейна и другие неизвестные нам условия препятствовали существованию и развитию фауны.

Геотектоническая обстановка западного склона, бывшая в верхнем протерозое, сказалась и на магматизме. Последний не отличался интенсивностью. Вулканическая деятельность более или менее существенно проявлялась только в машакское время, когда образовались альбитофиры, диабазы и их туфы, участвующие в сложении машакской свиты. Не имеют большого распространения и интрузивные магматические породы. Местами встречаются жилы габбро-диабазов. Известна Бердяшская интрузия гранитов и сиенитов. Она находится в районе развития древних свит за границей описываемой территории.

Тектонические движения на западном склоне в верхнем протерозое, определявшие многие черты палеогеографии этой области, носили эпигогенический характер. В условиях наличия здесь кристаллического фундамента орогенические движения не проявлялись. Поэтому общий разрез докембрийских отложений (от нижних до верхних свит) характеризуется однообразным метаморфизмом низких ступеней.

Предположительно выделяемый в разрезе Урало-Тобольского водораздела верхний протерозой особенностями своего состава отображает существующую здесь на данном этапе физико-географическую обстановку.

В области Урало-Тобольского водораздела к верхнему протерозою отнесен условно комплекс метаморфизованных терригенных отложений: кварциты, кварцито-песчаники, серицито-кварцевые, кремнистые и другие сланцы. Суммарная мощность этих пород 2000—2500 м. Судя по составу и характеру наслоенности этих отложений, образование их происходило в условиях мелководного бассейна, приуроченного к прогибу. Процесс накопления песчаных и глинистых осадков иногда сочетался с поступлением туфового материала, а также небольшими подводными излияниями лав. По сравнению с нижележащими комплексами породы данного комплекса метаморфизованы слабо.

Из приведенного выше обзора видно, что докембрийская история развития в разных чертах описываемой территории не была одинакова. К концу среднего протерозоя в границах ее наметился ряд геотектонических областей: 1) восточная окраина Русской платформы; 2) область западного склона с архейским и ниже-среднепротерозойским фундаментом, подразделяющаяся на зоны—Центральную, Западную и Восточную; 3) геосинклинальная область с зонами: Урал-Тауской, Магнитогорской и Урало-Тобольской.

В разных геотектонических условиях среди образований докембрия, выходящих на поверхность, известен ряд полезных ископаемых. С нижним протерозоем зоны Урал-Тау, максютовским комплексом, связаны рутилоносные, гранатовые, графитовые, тальковые и другие породы. К древним свитам позднего докембрия западного склона приурочены месторождения бурых железняков, образовавшихся главным образом за счет первичных сидеритовых руд, месторождения магнетитов и доломитов. Бавлинский комплекс восточной окраины Русской платформы, представленный терригенными осадками большой мощности, залегающими под нефтеносным девонем, представляет значительный интерес для поисков месторождений нефти. Выходы докембрия в различных геотектонических зонах Южного Урала располагают большими запасами строительных камней.

ПАЛЕОЗОИ

В палеозойской истории геологического развития можно выделить этапы, отвечающие по времени кембрийскому, ордовикскому, силурийскому, девонскому, каменноугольному и пермскому периодам.

Кембрийский период. Выяснение палеогеографической обстановки этого этапа представляет большие трудности. В течение этого этапа геологической истории рассматриваемая территория, по-видимому, представляла собой в основном континент. Только в южных краевых частях ее в условиях открытого моря шла аккумуляция терригенных, частью вулканогенных пород, водорослевых и археоциатовых известняков.

Ордовикский период. Фаунистически охарактеризованные отложения ордовика в границах описываемой территории не имеют широкого распространения. Характерно, что толщи ордовика, фаунистически охарактеризованные, больше развиты в тех же южных частях Приурал-Тауской зоны западного склона, где встречаются отмеченные выше морские отложения нижнего кембрия. Здесь ордовик налегает на породы разного возраста с размывом. Это позволяет предполагать, что к верхнему кембрию существовавший здесь в нижнекембрийскую эпоху морской бассейн регрессировал, а новое наступление моря начинается только с нижнего ордовика. В остальных частях Приурал-Тауской зоны морские условия в основном установились со среднего ордовика. Отложения ордовика залегают здесь трансгрессивно на различных древних свитах западного склона и белорецкого комплекса. В восточном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория нерасчлененный ордовик с размывом ложится на верхнюю, суванякскую серию. Глубокий разрыв, предшествующий ордовикской аккумуляции, в основном был обусловлен обстановкой, сформировавшейся в кембрийском периоде и сохранившейся в указанной части Приурал-Тауской зоны в нижнеордовикское время.

Другие палеогеографические условия ордовикского периода находят себе отражение в особенностях отложений этого возраста. Состав и мощность последних, а также степень полноты их разрезов в Сакмарской фациальной зоне и в других зонах восточной части западного склона существенно различны. В первой зоне в сложении нижнего и среднего ордовика принимают участие песчаники, алевролиты, глинистые и туфогенные сланцы, кремнистые туфы, встречаются линзы диабазов, порфиритов и туфов. Мощность осадков достигает 1800 м. Разрез неполный, отсутствует верхний ордовик. Залегающие выше силурийские отложения с размывом ложатся на средний ордовик. В Прибельской зоне фаунистически охарактеризованный средний и верхний ордовик в основном представлен кварцевыми песчаниками. Мощность его здесь обычно находится в пределах первых десятков метров. В районе Крака и в восточном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория мощность уразинской свиты ордовика, представленной главным образом песчаниками, достигает 300—400 м.

Приведенные данные об особенностях ордовикских отложений восточной части западного склона говорят о постепенно развивающейся трансгрессии моря. В нижнем и среднем ордовике им были охвачены южные районы Приурал-Тауской депрессии, а в среднем и верхнем ордовике — северные части ее. Море всюду, судя по составу осадка, было мелководным. Увеличение мощности отложений в южных районах свидетельствует о дальнейшем прогибании занятой морем впадины в процессе накопления осадков. Временами в этих условиях проявлялась вулканическая деятельность. На севере она отсутствовала.

В других зонах западного склона Южного Урала фаунистически охарактеризованные отложения ордовика не обнаружены. На восточном склоне такие отложения выходят на поверхность на ограниченных площадях в западном крыле Магнитогорского прогиба, в Орско-Хали-

ловском районе и за восточной границей описываемой территории в Брединском районе Челябинской области.

В восточной части Русской платформы, как установлено глубоким бурением, девонские отложения с размывом ложатся на бавлинский комплекс, местами непосредственно на архейский кристаллический фундамент. Таким образом, здесь установлено отсутствие фаунистически охарактеризованного ордовика. Изложенное выше позволяет предполагать, что в ордовике Южный Урал только в отдельных площадях был занят неглубоким открытым морем. В восточной части Русской платформы в течение всего периода была континентальная обстановка. В указанном море отлагались преимущественно псаммитовые и псефитовые осадки, слабо отсортированные, что свидетельствует о близких источниках сноса обломочного материала. Галечный и валунный материал в разрезах Приурал-Тауской зоны состоит преимущественно из метаморфизованных уже пород белорецкого комплекса, древних свит западного склона и местами метаморфического пояса Урал-Тау.

Силурийский период. В восточной части Русской платформы в этот период, по-видимому, сохраняются континентальные условия, как и в ордовике. Фаунистически охарактеризованные силурийские отложения здесь не установлены, а в разрезах по глубоким скважинам силур вообще не выделяется. На Южном Урале по сравнению с ордовиком палеогеографическая обстановка в этом периоде заметно меняется. Поднятия, начавшиеся в конце ордовика в южных частях Приурал-Тауской зоны, обусловившие трансгрессивное налегание здесь силурийских отложений на ордовикские, к началу рассматриваемого периода местами проявились в Прибельской фациальной зоне. Здесь лландоверские породы с размывом ложатся не только на ордовик, но иногда и непосредственно на синийские толщи древних свит. Такими движениями были охвачены районы массива Крака и восточного крыла Белорецко-Зилаирского синклиория, где нижняя бетринская подсвета, имеющая силурийский возраст, с размывом налегает на разные более древние толщи. Это же наблюдается местами и на восточном склоне.

Указанные положительные движения уже в лландоверский век сменились заметными опусканиями земной коры, обусловившими трансгрессию моря. Благоприятные условия в этом бассейне для органической жизни совпали со временем бурного прогрессивного развития беспозвоночных, что сказалось на седиментации. В разрезе силура Южного Урала впервые за всю историю палеозоя появляются органогенные известняки.

Палеогеография силура данного края отличается местами значительными проявлениями вулканической деятельности. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность проявилась на восточном склоне. Она была преимущественно подводной. С ней связано образование сравнительно мощных толщ спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов. Менее распространены кислые вулканические породы. На западном склоне указанная деятельность наблюдалась в Сакмарской зоне и в районе Крака. В первой зоне происходило образование пород кератофиро-спилитовой формации существенной мощности, а во второй — диабазов, спилитов, диабазовых порфиритов и их туфов. В обоих случаях вулканическая деятельность была преимущественно подводной. Совершенно отсутствовала вулканическая деятельность в Прибельской фациальной зоне.

Условия образования отложений силура были на Южном Урале довольно сложными, что сказалось на их фациальном составе. Если толщи силура отличаются большей или меньшей выдержанностью по своему простиранию, то вкрест ему они характеризуются существенной

изменчивостью. Особенно это ярко выступает в северной части Приурал-Тауской зоны. Здесь силур в Прибельской полосе представлен терригенными и карбонатными осадками, а восточнее, в районе Крака и вблизи хр. Урал-Тау, наряду с терригенными осадками пользуются распространением вулканогенные породы; известняки же встречаются в виде небольших редких линз. Учитывая это, а также наличие в составе кластических пород силура обломочного материала, сносимого с хр. Урал-Тау, можно предположить, что наряду с господствующим заметным погружением местами шло формирование поднятий. Эти поднятия иногда служили источниками сноса обломочного материала, поступающего в силурийский бассейн. Вулканизм рассматриваемого времени не выражался полностью в излияниях лав и в формировании вулканокластических толщ, временами происходили интрузии магмы.

Развитие депрессий, занятых силурийским морем, находит отражение в суммарной мощности толщ пород, образовавшихся в нем. Суммарная мощность отложений всех ярусов силурийских отложений достигает: в Прибельской полосе 660 м, в восточном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория 400 м, в Сакмарской фациальной зоне 1000 м и на восточном склоне 1100 м. Как видно из этих данных, впадины, занятые силурийским морским бассейном, испытывали наибольшее прогибание в тех местах, где в рассматриваемом этапе геологической истории наблюдалась наиболее интенсивная вулканическая деятельность.

Девонский период. Палеогеографическая обстановка нижнедевонской эпохи была унаследована от силура. Это особенно касается границ моря и фациального состава его осадков. Как и в силуре, в эту эпоху море охватило Приурал-Таускую зону западного склона и восточный склон. Сходство состава верхнесилурийских и нижнедевонских толщ во многих разрезах здесь настолько велико, что провести между ними границу бывает трудно. Существенные изменения в физико-географической обстановке начинаются от среднего девона. Они выразились в расширении существовавшего ранее моря, которое трансгрессировало на запад. Под его уровень погрузились данные регионы. Здесь среднедевонские осадки легли с размывом на толщи разного стратиграфического положения, начиная с архейских и бавлинских на платформе и кончая верхними древними свитами передовых хребтов. Эта общая картина среднедевонской трансгрессии несколько нарушается, если считать правильным существующее представление о том, что в разрезе Сакмарской фациальной зоны западного склона нет отложений не только нижнего, но и среднего девона. При таком положении приходится допускать, что здесь в среднем девоне была суша, обусловленная восходящими тектоническими движениями. Судя по тому, что в сложении среднедевонских толщ на западном склоне и восточной части Русской платформы преобладающую роль играют известняки с остатками нормальной морской фауны, морской бассейн этих областей был открытый, но неглубокий, характеризующийся осадками платформенного типа. Наличие в разрезах среднего девона терригенных горизонтов обычно подчиненных известнякам, свидетельствуют о том, что в границах его местами возникали под влиянием восходящих движений острова, размыв которых и обуславливал поступление обломочного материала в бассейн. Платформенная обстановка осадконакопления среднедевонского моря названных областей дополнялась отсутствием в его границах вулканической деятельности.

Иными чертами отличался среднедевонский морской бассейн на восточном склоне. Здесь существенное значение имела подводная деятельность вулканов центрального типа. Эксплозивная и фумарольная

деятельность были выражены хорошо. Изливавшиеся лавы имели андезито-дацитовый и андезито-базальтовый состав. Со среднедевонским вулканизмом восточного склона связана марганценосность яшм, иногда достигающая промышленной значимости, а также медноколчеданное оруденение.

Франский век для всей описываемой территории, в общем, характеризуется господством морских условий, причем следует отметить некоторую изменчивость обстановки существования морского бассейна в связи с наблюдавшимися эпирогеническими движениями во всех геотектонических областях этой территории. Под влиянием таких движений возникали острова и временами усиливался привнос обломочного материала в море, что приводило к образованию прослоев и горизонтов терригенных толщ, подчиненных господствующим карбонатным осадкам, а также сказалось на возникновении локальных перерывов в процессах седиментации. Поднятия регионального значения, вызвавшие в море образование островов и сопряженные с развивавшимися прогибами в Приурал-Тауской зоне, были свойственны верхнефранскому времени. В таких тектонических условиях карбонатные толщи уступают место терригенным образованиям темировской подсвиты зилаирской свиты, в сложении которой они принимают участие только в виде линз и редких прослоев. На восточном склоне Южного Урала в начале франского века морская трансгрессия увеличивается, и происходит отложение нормальных осадочных пород. Вулканическая деятельность интенсивно проявляется только в средне- и верхнефранское время. В формирующихся прогибах расположились цепи вулканов, изливавших лаву андезито-базальтового и андезито-дацитового состава.

В фаменский век физико-географическая обстановка по сравнению с франским веком существенно меняется, что обусловлено эпирогеническими движениями.

В платформенной части фаменские отложения в Башкирской АССР представлены в основном доломитами мощностью до 300 м. В Оренбургской области, кроме доломитов, иногда имеющих прослой и линзы ангидритов, в сложении яруса существенную роль играют известняки. Максимальная мощность яруса оценивается приблизительно в 700 м.

В передовых хребтах западного склона фаменские отложения представлены преимущественно известняками, частью доломитизированными, и доломитами. Мощность этих отложений отличается непостоянством. Она колеблется от нескольких десятков метров до 400—550 м.

В Приурал-Тауской зоне западного склона физико-географическая обстановка унаследует от верхнефранского времени. В обширном мелководном островном бассейне идет накопление полимиктового материала канской подсвиты зилаирской свиты, в составе которого присутствуют обломки почти всех сформировавшихся к этому времени в центральных частях Южного Урала осадочных, метаморфических и магматических толщ. На восточном склоне в сходных условиях происходило накопление аналогичных осадков.

Каменноугольный период. Физико-географические условия этого этапа геологического развития Приуралья и Южного Урала отличались сравнительной сложностью, что в основном связано с тектоникой. Возникшие под влиянием колебательных движений поднятия и опускания обуславливали фаціальную изменчивость осадков и различную природу контактов их толщ. На восточном склоне в позднекаменноугольную эпоху, помимо отмеченных движений, проявлялись орогенические движения. В связи с этим здесь произошли крупные изменения во всей физико-географической обстановке.

Турнейский век характеризуется морскими осадками. На западном склоне к югу от широтного колена р. Белой отложения этого возраста представлены главным образом флишеподобными осадками мощностью до 600 м. На восточном склоне в районе верхнего меридионального течения р. Урала залегает осадочно-вулканогенная толща геосинклинального типа мощностью до 500—1000 м. Помимо перечисленных типов отложений, образовавшихся в условиях открытого моря, на указанном склоне в отдельных районах залегают континентальные и морские песчано-глинистые угленосные толщи с подчиненными карбонатными и эффузивными породами, имеющими мощность до 1000—1500 м.

В визейский и намюрский века, как и в турнейский век, отложения характеризуются неустойчивостью фациального состава. В разных частях описываемой территории разрезы иногда представлены разновозрастными толщами, значительно отличающимися по своему фациальному составу. На платформе, предгорном прогибе и западном склоне пользуются распространением морские карбонатные мелководные породы мощностью от 100 до 500 м. На западном склоне, преимущественно к югу от широтного колена р. Белой, залегает толща флишеподобного переслаивания песчаных, глинистых, кремнистых и карбонатных морских осадков мощностью от 1200 до 1700 м. Эта толща отлагалась в условиях прогиба, развивавшегося у края формирующегося поднятия, расположенного восточнее в Приурал-Тауской зоне и в зоне хр. Урал-Тау. Толщи пород геосинклинального типа, достигающие мощности от нескольких сотен до 2800 м, отлагались на восточном склоне. Они представлены, помимо морских и континентальных песчано-глинистых и частью карбонатных осадков, эффузивами и туфами.

Средний карбон в основном представлен двумя типами отложений: морскими карбонатными, залегающими на платформе, краевом прогибе, западном склоне в полосе между реками Аем и Бол. Иком, и морскими флишеподобными, состоящими из переслоев глин, песчаников и карбонатных пород и выходящими на поверхность в Уфимском амфитеатре и к югу от р. Бол. Ика. Аккумуляция флишеподобных осадков происходила унаследованно в прогибе, существовавшем в нижнем карбоне. Этот прогиб продолжал развиваться и в данную эпоху в связи с дальнейшими формированиями поднятий, расположенных восточнее. Чередование песчаных, глинистых и карбонатных осадков характерно также для района верхнего меридионального течения р. Урала. Мощность отмеченных выше типов осадков колеблется в пределах: карбонатных — 250—370 м, а флишеподобных — 500—1000 м.

Разрез отложений верхнего карбона также характеризуется значительной изменчивостью своего фациального состава и поэтому представлен несколькими типами осадков. На платформе и в Предуральском прогибе он представлен карбонатными породами, имеющими мощность от 150 до 250 м. На западном склоне почти всюду осадки этой эпохи состоят из чередующихся между собой карбонатных, глинистых и кремнистых пород мощностью до 100 м. В районе Уфимского амфитеатра и южнее р. Мал. Ика верхнекарбонная толща состоит из чередующихся между собой глинистых, песчаных и карбонатных осадков. Во всех указанных местах отмеченные осадки отлагались в условиях моря. Верхнекарбонные отложения отсутствуют на восточном склоне. В результате складчатых движений, проявившихся здесь и отвечающих в той или иной мере астурийской фазе герцинского орогенеза, и общего подъема всей этой области, море уходит. Орогенезу, бывшему на восточном склоне перед верхним карбоном, на западном склоне отвечали эпигенетические движения, сказавшиеся местами на трансгрессивном залегании верхнекарбонных отложений на подстилающих толщах.

Пермский период. В пермский период происходят весьма существенные изменения в геологическом строении Южного Урала. Они вызваны преимущественно тектоническими движениями. Формируется горная страна. Море отступает. Как бы в ответ на это продолжалось развитие краевого прогиба. Осадконакопление в этом прогибе в своем фациальном составе определялось не только физико-географическими условиями, бывшими в пределах его, но и влиянием смежной горной страны, являющейся важнейшим источником сноса обломочного материала. Всякие изменения в характере и степени размыва этой страны соответствующим образом находили отражение в составе осадков прогиба.

В границах Башкирской АССР и Оренбургской области пермские отложения пользуются развитием в краевом прогибе и в крайних западных хребтах западного склона, а также в области восточной окраины Русской платформы.

Разрез пермских отложений в Предуральском прогибе и восточной части Русской платформ представлен отложениями нижней и верхней перми. Отложения нижней перми характеризуются присутствием двух комплексов пород: докунгурского и кунгурского. Докунгурский комплекс, включающий образования ассельского, сакмарского и артинского ярусов, отличается значительной фациальной изменчивостью. Поэтому на площади его развития можно выделить с востока на запад ряд полос, зон неодинакового состава: 1) терригенные осадки, развитые преимущественно в восточной части прогиба, где их мощность достигает 3500 м; 2) карбонатно-глинисто-кремнистые осадки, глинистые породы; они представляют собой наиболее тонкие фракции обломочного материала, поступавшего с горной страны, расположенной на востоке; мощность до 200 м; 3) мшанковые, водорослевые, рифовые и другие известняки, образовавшиеся вдоль западного края прогиба в условиях медленного прогибания дна бассейна: мощность до 1200 м; 4) слоистые органогенно-детритусовые известняки, развитые к западу от полосы рифов в восточной части Русской платформы с уменьшающейся мощностью в западном направлении от 850 до 180 м (в районе Туймазы).

Кунгурский комплекс, образовавшийся в замкнутом бассейне, представлен различными фациями, пользующимися наибольшим распространением в тех или иных зонах прогиба и платформы. Такими зонами являются: 1) терригенно-сульфатные осадки, песчано-глинистые отложения, ангидриты и гипсы, залегающие вдоль восточного борта прогиба; 2) соленосно-сульфатные осадки, приуроченные к центральной полосе прогиба, представленные мощными скоплениями каменной соли, ангидритов и гипсов; 3) карбонатно-сульфатные отложения у западной части депрессии и на платформе, характеризующиеся уменьшением в западном направлении мощностей и возрастанием роли карбонатных пород.

Верхнепермские отложения уфимского, казанского и татарского ярусов в Предуральском прогибе и в области восточной окраины Русской платформы формировались главным образом в континентальных условиях, поэтому они по своему фациальному составу значительно отличаются от нижнепермских морских, лагунно-морских и лагунных толщ. В разрезе верхней перми указанной территории выделяются образования уфимского, казанского и татарского ярусов.

Уфимский ярус сложен горизонтами, представленными континентальными, преимущественно красноцветными песчаниками, мергелями, алевролитами, глинами, а также известняками и доломитами. Иногда встречаются в этих породах вкрапления гипса. Последний в нижней

части разреза яруса образует местами прослой. Стратиграфические подразделения названного яруса на горизонты основываются в настоящее время главным образом на руководящей фауне пресноводных остракод. Для строения горизонтов характерна изменчивость литологического состава и неустойчивость мощностей. Мощность яруса в разрезах платформы колеблется в пределах 170—360 м, а в разрезах Предуральского прогиба она достигает 500 м и более.

В казанском веке физико-географическая обстановка в Предуральском прогибе по сравнению с условиями уфимского века меняется, что связано с отрицательными тектоническими движениями, вызвавшими на Русской платформе и в южной части Предуральского прогиба трансгрессию эпиконтинентального моря.

Татарский ярус пользуется широким распространением на Русской платформе и в Предуральском прогибе. В последнем он выполняет наиболее значительные мульды, находящиеся южнее широты г. Стерлитамака. На платформе ярус представлен пестроцветными песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей, известняков и доломитов. В этих породах встречаются пресноводные остракоды и пластинчатожаберные. Остатки позвоночных найдены в районе Каргалинских рудников.

Отложения нижней части татарского яруса в Предуральском прогибе характеризуются местами значительным развитием валунно-галечных и мелкогалечных конгломератов с прослоями аргиллитов. Многие гальки состоят из известняков с остатками артинской и каменноугольной фауны. Присутствуют гальки слюдяных сланцев и магматических основных пород. Во время образования осадков названного яруса, как видно из состава галек, на Южном Урале подвергались размыву не только передовые хребты, но и возвышенности центральных частей этой горной страны, в частности хр. Урал-Тау. В верхней части татарского яруса в западной половине прогиба господствуют глины и мергели с остатками пресноводных остракод. Суммарная мощность татарских отложений в прогибе достигает 1500—1600 м.

Учитывая изложенное, можно прийти к такому заключению, что Предуральский краевой прогиб и примыкающая к нему восточная часть Русской платформы в пермский период являлись областями весьма сложной тектонической обстановки и условий седиментации. В закономерной связи с воздыманиями, наблюдавшимися в смежной горной стране, находящейся восточнее, в указанных областях происходило опускание, способствовавшее накоплению осадков всех ярусов пермской системы. Судя по изменчивости фациального состава отложений рассматриваемого возраста и резкому изменению мощностей синхронных фаций, морфология прогиба была очень сложной в одни и те же этапы геологической истории. Смена комплексов фаций по вертикали указывает на то, что развитие его хотя и шло на общем фоне отрицательных движений, но интенсивность опусканий была неравномерной, кроме того, местами проявлялись и движения восходящие. Амплитуда прогиба в депрессии была, в общем, значительной, что видно из приведенных выше мощностей отдельных ярусов пермской системы. В конце рассматриваемого периода, особенно в верхней перми в частности в татарский век тектоника южных частей рассматриваемой зоны характеризуется развитием глубоких компенсированных мульд.

Наиболее существенные тектонические движения в рассматриваемой области пермской седиментации и в смежных частях горной страны устанавливаются по характеру контактов между толщами того или иного возраста и наличию в составе их такого обломочного материала, который косвенно свидетельствует о явлениях размывов. Остановимся на некоторых примерах. Наличие конгломератов в основании нижне-

пермских отложений в южных районах депрессии указывает на размыв образовавшихся здесь под влиянием тектонических движений поднятий. О проявлениях местами вертикальных движений, сказавшихся на формировании значительных по амплитуде поднятий, свидетельствует глыбовая брекчия Доменной горы. На проявления тектонических движений в конце сакмарского века указывает резкая смена тонкозернистых карбонатно-глинистых маломощных осадков верхней части стерлитамакского горизонта в Селеукской подзоне терригенными отложениями большой мощности артинского яруса. Значительные движения произошли во второй половине артинского века, что доказывается присутствием мощных конгломератов в составе баугенджинского горизонта. В границах прогиба движения этого времени сказались на резком несогласном залегании верхнеартинских отложений на различных более древних толщах, до верхнекарбонových включительно. Это свидетельствует о том, что отдельные участки прогиба были временно приподняты и подверглись размыву. В конце артинского времени и в кунгурский век тектонические движения обусловили общий подъем, на фоне которого не только сохранялись некоторые впадины, но наблюдалось дальнейшее развитие их и образование новых. На этом этапе, характеризующемся лагуно-континентальным режимом, происходило накопление мощных соленосных и обломочных толщ. Обломочный материал накапливался за счет местных источников сноса, а также за счет продолжающейся воздыматься горной страны, расположенной восточнее депрессии. Резкое преобладание восходящих тектонических движений в конце кунгура и позднее обусловили формирование, в общем, устойчивой континентальной обстановки как в краевом прогибе, так и в границах платформенной области. Такие физико-географические условия сравнительно ненадолго были нарушены трансгрессией эпиконтинентального нижнеказанского моря и существованием замкнутого верхнеказанского бассейна. При господстве указанной обстановки Приуралье и Предуральский прогиб в верхнепермское время продолжали все же оставаться областями аккумуляции. По отношению к Южному Уралу, переживавшему в это время дальнейшие поднятия, эти области были обширными понижениями, аккумуляировавшими обломочный материал, приносимый потоками и реками сравнительно высокой горной страны.

В рассмотренные выше этапы геологического развития палеозойского времени сформировались такие отложения, среди которых встречаются разнообразные месторождения полезных ископаемых и прежде всего нефть. Промышленные залежи нефти связаны главным образом с песчаниковыми горизонтами нижнефранских и живетских отложений девона, песчаниками и алевролитами верхней части турнейского и нижней части визейского ярусов карбона восточной окраины Русской платформы, известняковыми рифами асельского, сакмарского и артинского ярусов перми Предуральского краевого прогиба. Ископаемые угли приурочены к отложениям верхней части турнейского или нижней части визейского ярусов каменноугольной системы на восточном склоне. Горючие сланцы встречаются в разрезе толщи доманика на западном склоне Южного Урала. Из числа других полезных ископаемых палеозоя следует отметить бокситы, залежи которых приурочены к верхнефранским отложениям района р. Ая на западном склоне. Следует указать, что к силурийским и девонским толщам, которые отличаются значительным присутствием вулканогенных пород, приурочены на восточном склоне и южной части Приурал-Тауской зоны западного склона медноколчеданные месторождения. Генезис их объясняется по-разному, но одно несомненно, что процессы проникновения рудных растворов и

геохимия формирования залежей в известной степени были связаны с вмещающими, в основном вулканогенными, толщами, занимающими определенное стратиграфическое положение в разрезе палеозоя. Большая часть названных месторождений приурочена к силурийским и нижнедевонским образованиям. Немалое значение имеют месторождения каменной соли, гипсов и ангидритов кунгурского яруса и пластовых фосфоритов сакмаро-артинского возраста Предуральского прогиба. Весьма многочисленны и различны по своему значению месторождения различных строительных материалов, среди них месторождения кровельных сланцев нижних подбит зилаирской свиты, не имеющих себе равных по качеству и запасам в пределах территории всего Союза. Следует отметить разнообразие карбонатных пород, имеющих большое значение не только в строительстве в качестве штучных камней, но и в производстве вяжущих. Среди этих пород силурийского и девонского возраста на западном склоне выделяются по своему качеству и запасам флюсовые известняки.

В заключение описания докембрийских и палеозойских этапов геологического развития Южного Урала необходимо остановиться на выяснении возраста разрывных нарушений и крупных магматических интрузий, образовавшихся в рассматриваемые этапы в границах данной горной страны.

Главнейшие разломы регионального значения проходят вдоль западной и восточной границ метаморфического пояса хр. Урал-Тау, внутри его у контакта максютковского и суванякского комплексов, а также вдоль центральной полосы Магнитогорского прогиба, по границе его и Урало-Тобольского поднятия, внутри последнего, вдоль западной границы Приурал-Тауской зоны западного склона и вдоль складок передовых хребтов его. Природа этих разломов еще достаточно не изучена. Кроме того, морфология одного и того же разлома на его протяжении иногда существенно меняется. Наблюдения показывают, что эти нарушения относятся то к типу надвигов, достигающих амплитуды иногда нескольких километров, то к типу крутых сбросов или взбросов. Разломы в основном имеют долготное направление, что отвечает субмеридиональному простираению господствующих на Урале складок, сформировавшихся в основном за время верхнепалеозойского тектогенеза. Большинство разломов проходят не только в тех или иных докембрийских толщах, но на своем простираении затухают в толщах то среднего, то верхнего палеозоя или разграничивают докембрийские отложения от образований какой-либо системы палеозоя. Все это указывает на то, что многие разломы сформировались в верхнем палеозое. Время же заложения их, по-видимому, в отдельных случаях более раннее, о чем свидетельствует наличие крупных интрузий магм доверхнепалеозойского возраста.

Возраст магматических интрузий на Урале определяется главным образом путем учета возраста осадочных и вулканогенных пород, которые они рвут, а также по нахождению в кластических породах с выясненным стратиграфическим положением обломочного материала, в частности галек и валунов, состоящих из интрузивных пород. Но степень изученности в данном случае еще недостаточна, поэтому по вопросам времени образования тех или иных крупных интрузий продолжатся дискуссии.

В метаморфическом поясе Урал-Тау многие интрузии габбро и гипербазитов, обратившиеся в глубокометаморфизованные породы, отнесены по возрасту к докембрию, но интрузии такого же состава, приуроченные к разлому, проходящему между максютковским и суванякскими комплексами, вероятно, являются силурийскими. Аналогичные

по составу интрузии, вытянутые согласно протяженности Восточно-Урал-Тауского разлома, преимущественно имеют верхнепалеозойский возраст, поскольку они в ряде мест секут породы верхнего палеозоя. Случай нахождения в породах такого возраста галек серпентинитов позволяет предполагать наличие здесь или в смежных зонах более ранних интрузий гипербазитов. С упомянутыми выше разломами восточного склона связаны интрузии габбро, гипербазитов и гранитоидов преимущественно верхнепалеозойского возраста. Этот возраст определяется соответственно возрастом толщ, которые они рвут. В области Урало-Тобольского водораздела гранитные тела, рвущие докембрийские толщи и вызвавшие явления метасоматизма и переплавления в указанных толщах, имеют не только палеозойский, но и, возможно, докембрийский возраст.

Крупнейшие интрузии гипербазитов Кракинского поднятия, по видимому, имеют долудловский возраст, поскольку породы бетринской свиты, окружающие массивы гипербазитов и сохранившиеся на них в виде больших и малых останцов, содержат в себе фауну лудлова и обломки серпентинитов в слоях, непосредственно лежащих на серпентинитовом массиве.

В Сакмарском поднятии жилообразные тела серпентинитов у хутора Григорьевского секут верхнедевонские граувакки. Таким образом, здесь мы встречаемся с верхнепалеозойской интрузией гипербазитов, корни которой, вероятно, приурочены к Западно-Уралтаускому разлому.

К небольшим палеозойским разломам области развития древних свит западного склона приурочены жилообразные тела габбро-диабазов. Встречающиеся в отложениях Южного Урала частые кварцевые жилы имеют в основном палеозойский возраст.

Как на западном, так и на восточном склонах к интрузиям гипербазитов приурочены месторождения хромитов. Медноколчеданные залежи находятся в той или иной генетической связи на восточном склоне с интрузиями альбитофиров, а в зоне Урал-Тау — с интрузиями основной магмы.

Верхнепалеозойские гранитные интрузии восточного склона характеризуются признаками редкометального, золоторудного и медно-турмалинового оруденения.

МЕЗОЗОИ И КАИНОЗОИ

С мезозоя рассматриваемая территория полностью переходит в платформенный этап геологического развития, но несмотря на это физико-географическая обстановка ее характеризуется существенными различиями. В одних частях в те или иные периоды платформенного развития наблюдаются процессы размыва, а в других — аккумуляции. К этому надо добавить, что отдельные части описываемого края были охвачены кратковременными трансгрессиями моря. Процессы длительного сглаживания страны, выражающиеся в формировании обширных денудационных поверхностей, в ходе геологической истории в поздние эпохи рассматриваемого времени сменялись оживлением эрозионной деятельности и формированием соответствующих форм рельефа. Все такие изменения связаны в конечном счете с эпигенетическими движениями, вызывавшими медленное формирование пологих поднятий, иногда охватывающих обширные пространства в тех или иных частях данного края. Тектогенез почти до начала миоцена характеризовался во многих эпохах геологической истории преобладающим общим опусканием земной коры, а с указанной эпохи, наоборот, — прерывистым воздыманием ее.

Далее кратко остановимся на описании некоторых особенностей физико-географической обстановки данного этапа, рассматривая ее эволюцию в исторической последовательности.

На границе верхней перми и нижнего триаса на Южном Урале продолжалось общее поднятие, формировалась сравнительно высокая горная страна. В нижнем триасе она интенсивно размывалась. Временными потоками и реками продукты размыва — гальки, пески и глины — уносились на запад. Преобладающая часть этого обломочного материала отлагалась в местных впадинах краевого прогиба, а остальная, менее грубозернистая, широко разносилась по восточной окраине Русской платформы, образуя маломощные отложения на обширных площадях. Средний и верхний триас характеризуются сравнительным загишем тектонических движений и значительным одряхлением рельефа, особенно в вернем триасе, когда в краевом прогибе устанавливается физико-географическая обстановка, для которой характерны мелководные обширные пресные озера и болота.

В зоне хр. Урал-Тау и на восточном склоне существовавшие в триасе возвышенные хребты интенсивно размывались. Продукты размыва сносились в межгорные впадины и уносились за пределы горной страны. Накопившиеся таким путем обломочные толщи в последующие эпохи геологической истории были перемыты и переотложены. Часть этого материала, вероятно, аккумулировалась в юрских впадинах восточного склона.

В юрский период физико-географическая обстановка по сравнению с триасом на значительной части рассматриваемой территории меняется, в связи с проявившимися движениями. Отрицательными эпирогеническими движениями в нижней и средней юре охватываются южные части Магнитогорского и Предуральского прогибов. Здесь происходит накопление значительных по мощности пресноводных осадков. Есть основания предполагать, что местами отрицательные движения, под влиянием которых формировались прогибы, сочетались в центральных районах Южного Урала с восходящими движениями.

С начала верхней юры в южных частях описываемой территории происходит общее медленное погружение, что обусловило в юго-западных районах морскую трансгрессию, а на обширных пространствах Южного Урала, оставшихся вне моря, ослабление эрозии и усиление процессов выветривания. Наблюдающиеся перерывы, резкие изменения мощностей в разрезах осадков верхнеюрского моря свидетельствуют о том, что процесс седиментации здесь шел в обстановке эпирогенических движений, неоднородно проявляющихся в разных частях бассейна. В волжский век происходит регрессия моря, вызванная общим поднятием всего Южного Урала и примыкающих к нему районов.

С юрской корой выветривания ультраосновных магматических пород южных районов Южного Урала связаны залежи никелевых и никелево-кобальтовых руд. К континентальным юрским толщам на юге восточного склона приурочены месторождения железных руд, различных глин, песков и бурых углей. К осадкам верхнеюрского моря приурочены скопления фосфоритов и горючих сланцев.

В меловой период наблюдаются дифференцированные медленные эпирогенические движения, преимущественно отрицательные, т. е. обратные тем, что наблюдались в волжский век. В связи с этим в ряде районов описываемой территории сформировались впадины, в которых происходило накопление осадков, в одних местах преимущественно континентальных, а в других — морских. Такая палеогеографическая обстановка в основном наблюдалась на Общем Сырте, в южных районах Предуральского прогиба, в зоне Урал-Тау и в области Магнитогор-

ского прогиба. В нижнем мелу отрицательными тектоническими движениями охватываются южные районы краевого прогиба и Зауралья. Наибольшее прогибание произошло в Оренбургском Предуралье, которое было занято морем. В остальных площадях указанных регионов происходила аккумуляция континентальных осадков, нередко в озерах. Общая тенденция к погружению привела к тому, что в верхнем мелу, особенно в кампанский и маастрихтский века, произошла обширная морская трансгрессия. Эпиконтинентальное море, связанное с бассейном Русской платформы, охватило большие площади южных частей Зауралья, зоны хр. Урал-Тау и Западного Предуралья. В указанной части хр. Урал-Тау в некоторых обнажениях можно видеть, как меловые отложения с большим количеством остатков фауны ложатся на размытую поверхность кристаллических сланцев максютковского комплекса. Гальки, валуны и слабо окатанные глыбы иногда присутствуют в отложениях нижнего горизонта меловых осадков.

В датский век снова начинается общий подъем, и из указанных районов море уходит. Восстанавливается снова континентальная обстановка.

С меловыми отложениями связаны месторождения фосфоритов и залежи глауконитовых пород.

Палеоген, неоген и четвертичный период характеризуются еще большим развитием континентальных условий по сравнению с юрой и мелом. Морские трансгрессии этого этапа являются сравнительно кратковременными и незначительными по размерам занимаемых площадей. Известны морские эоценовые слои в южной части Южного Урала, которые с небольшим размывом залегают в Халиловском районе на отложениях верхнего мела, а в зоне хр. Урал-Тау, кроме того, — на кристаллических сланцах докембрия. Такое залегание рассматриваемых осадков свидетельствует о развитии трансгрессии в связи с расширяющимся охватом отрицательными движениями указанных районов Южного Урала. Резкие изменения наступают с конца олигоцена и с начала миоцена. Вся территория испытывает общее поднятие, сказавшееся на усилении эрозии. С этого рубежа начинают оформляться и врезаться долины существующей в современную эпоху гидрографической сети. На фоне общего поднятия некоторые зоны занимали пониженное положение в рельефе всей территории. Примером может служить южная половина Предуральского прогиба, где в миоцене и, возможно, во второй половине олигоцена в речных долинах, в озерах, часто связанных с руслами рек и приуроченных иногда к карстовым впадинам, аккумуляровались песчано-глинистые угленосные отложения. В неогене Предуралье испытывает некоторое общее поднятие, которое в конце этого периода сменилось обратными движениями, что вместе с происшедшим поднятием уровня Каспийского моря сказалось на проникновении в этот район Акчагыльской ингрессии.

К охарактеризованным выше отложениям третичного этапа развития приурочены различные полезные ископаемые. С палеогеновыми морскими и континентальными отложениями, а также с неогеновыми континентальными отложениями восточного склона и южных частей метаморфического пояса Урал-Тау связаны залежи разнообразных глин, песков, гравия и опок. К песчано-глинистым угленосным отложениям миоцена Предуральского прогиба приурочено значительное количество бурого угляных месторождений. Здесь же находятся многочисленные залежи кварцевых песков и огнеупорных глин.

Следующий период в геологическом развитии территории Башкирской АССР и Оренбургской области характеризуется господством медленных восходящих движений, охвативших своим влиянием всю

территорию. Амплитуда поднятий не везде была одинаковой. Поэтому в ходе такой эволюции с течением времени вырастала разница в относительных высотах, вследствие чего вся территория без резких переходов в рельефе подразделялась на зоны, из которых в одних существенную роль играл размыв, а в других — аккумуляция. Значительная амплитуда поднятия приходится на зону хр. Урал-Тау. Участки этой зоны, которые в верхнем мелу и эоцене были под уровнем моря, в настоящее время достигают абсолютной высоты 400—500 м. Наиболее интенсивные поднятия, по-видимому, были в северных районах центральных зон Южного Урала, хребтов Большой Яман-Тау, Ирмель и др. В восходящие движения была вовлечена и восточная окраина Русской платформы. Кровля акчагыльских значительно размывших отложений, например в районе г. Уфы находится у абсолютных отметок около 200 м. Восходящие движения были прерывистыми, что подтверждается наличием в речных долинах двух пойменных и нескольких надпойменных террас.

С четвертичным этапом развития связано формирование больших залежей торфа и россыпных месторождений золота на восточном и частью западном склонах Южного Урала. Почти повсеместно распространены залежи строительных песков, глин и галечников.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакумова О. Л. 1931. Геологический очерк немой осадочной толщи в районе 139 листа. Зап. Всеросс. мин. об-ва, т. IX, № 1.
- Абрамович К. Ф. 1948. Стратиграфия мезозойских угленосных отложений Урало-Каспийского бурогоугольного бассейна. Ч. 1. Тр. Гос. геол.-разв. треста «Южурал-углеразведка», вып. II.
- Аверьянова Б. Н. 1931. *Graptoloidea* с р. Кураган (западный склон Южного Урала). Изв. ГГРУ, т. L.
- Александрова Е. П. 1938. Dolomitization и ангидритизация известняков Ишимбаевского месторождения нефти. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 101.
- Александрова Е. П., Сермягин В. С. 1938. К литологии нефтеносных известняков Ишимбаевского месторождения нефти на Урале. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 101.
- Алешков А. Н. 1941. К вопросу о возрасте коры выветривания на Южном Урале. «Природа», № 1.
- Антипов А. 1856. Разведка бурого угля на юго-восточном склоне Уральского хребта и открытие в этой местности пластов каменноугольного песчаника. «Горн. журн.», ч. IV, кн. 12.
- Архангельский А. Д. 1912. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Мат-лы геол. России, т. XXV.
- Архангельский А. Д. 1915. Следы верхнемеловых отложений в Уфимском уезде. Геол. вестник, т. 1.
- Архангельский А. Д. 1926. Обзор геологического строения Европейской России, т. 1. Юго-восток Европейской России и прилежащих частей Азии. Изд. Геол. ком.
- Архангельский А. Д. 1932. К вопросу о покровной тектонике Урала. БМОИП, т. X, № 1.
- Архангельский А. Д. 1947, 1948. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I—II. Изд. 4-е. Госгеолиздат.
- Балаев В. А. 1937. Очерк геологического строения Уфимского плато и Юрюзанско-Айской впадины и перспективы нефтеносности северной части Башкирии. «За Башкирскую нефть», № 1 (8).
- Балаев В. А. 1940. Девон и кристаллические породы на западе Башкирии. Докл. АН СССР, т. XXIX, № 4.
- Балаев В. А. 1946. Девон Башкирии и перспективы его нефтеносности. БМОИП, отд. геол., т. XXI (6).
- Барбашиннова В. Н. 1951. Микропалеоботанические остатки в мезозойских и кайнозойских отложениях Тургая. Изв. АН Казах. ССР, № 103, сер. геол., вып. 13.
- Барбот де Марни. 1857. Геологический очерк некоторых замечательных золотоносных россыпей хр. Уральского. «Горн. журн.», ч. II, № 6.
- Батищев-Тарасов С. Д. 1939. Итоги геологоразведочных работ 1937—1938 гг. на северном участке Ново-Киевского месторождения и ближайшие задачи. В кн. «Орско-Халиловская проблема». Изд-во АН СССР.
- Башенина Н. В. 1948. Происхождение рельефа Южного Урала. Географгиз.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. 1934. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. Ин-та геол. и минер., вып. 7.
- Безруков П. Л. 1936. Датский ярус Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Безруков П. Л. 1937. Поиски фосфоритов в окрестностях ст. Эмбы и Переловской Оренбургской ж. д. Агрономические руды, вып. IV. Тр. НИУИФ, вып. 138.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. 1937. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях. Тр. ВИМС, вып. 110, Бокситы т. I, ч. 1.
- Безруков П. Л. 1938. К открытию мезозойских отложений на Уфимском плато. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6.
- Беккер Ю. Р. 1958. О стратиграфическом положении уских отложений на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 122, № 5.

- Белоусов А. К. 1937. Бокситы и диаспор-шамозитовые руды западного склона Южного Урала. Тр. ВИМС, вып. 112.
- Беляева Е. И. 1948. О находке *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* Nesti и *Mastodon borsoni* Hauss в Чкаловской области. Бюлл. Комисс. по изуч. четвер. периода, № 12. Изд. АН СССР.
- Билибина Т. В. 1960. Металлогения южной части Южного Урала. «Сов. геология», № 6.
- Блохин А. А. 1932. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. БМОИП, отд. геол., т. X, вып. 1.
- Блохин А. А. 1947. Стратиграфия палеозойских отложений бассейна рек Ну-гуша и Белой. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Богданов А. А. 1935. Стратиграфия кунгура и основные вопросы соляной тектоники Стерлитамакского Приуралья. БМОИП, отд. геол., т. XIII, № 4.
- Богданов А. А. 1947. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд. МОИП, нов. сер., вып. 7 (11).
- Богданова З. А. 1937. О разрезе карбона и возрасте толщи мергелей Магнитогорского района. Мат-лы ЦНИГРИ. Палеонт. и стратиграф. сб. 3.
- Боголюбов Н. Н. 1910. Об остатках мезозавров из Оренбургской губернии. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XII, № 1—2.
- Боголюбов Н. Н. 1912. О нахождении *Elamosaurus* и *Polycotylus* в русских отложениях. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XIV.
- Боголюбов Н. Н. 1912а. О предполагаемом позвонке динозавра из Оренбургской губернии. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XIV, вып. 3.
- Боголюбов Н. Н. 1914. Из истории плезиозавров в России. Уч. зап. МГУ. Отд. ест. истории, т. XXXI.
- Богословский Н. А. 1902. Материалы для изучения нижнемеловой аммонитовой фауны центральной и северной России. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 2.
- Богомолов Д. В. 1954. Почвы Башкирской АССР. Изд-во АН СССР.
- Бойцова Е. П., Покровская И. М. 1954. Материалы по стратиграфии континентальных олигоценовых и миоценовых отложений Тургайской впадины. Мат-лы по палинол. и стратигр. Госгеолтехиздат.
- Бойцова Е. П., Мазина Е. А., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. 1955. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 5. Госгеолтехиздат.
- Бокий Г. Б. 1931. Геологическое строение окрестностей Халиловского месторождения бурых железняков. Вест. ВГРО, № 11—12.
- Бондаренко О. Б. и Келлер Б. М. 1956. Силурийские отложения р. Куруила на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Борзов А. А. 1924. Общий характер поверхности Уфимского Приуралья. Землеведение, т. XXVI, вып. I—II.
- Борзов А. А. 1932. Работа геоморфологического отряда Башкирской экспедиции АН СССР. Отчет о деятельности АН СССР за 1930—1931 гг.
- Борзов А. А. 1954. Общий характер поверхности Уфимского Предуралья. Географические работы.
- Борисов А. А., Бочков И. В., Васильев В. Г. 1941. Урало-Волжская нефтеносная область. Госолтехиздат.
- Борисяк А. А. 1909. Pelecypoda юрских отложений Европейской России. Вып. IV. Aviculidae. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 44.
- Борисяк А. А., Иванов Е. В. 1917. Pelecypoda юрских отложений Европейской России. Вып. V. Pectinidae. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 143.
- Брик М. И. 1952. Ископаемая флора и стратиграфия нижнемезозойских отложений бассейна р. Илек. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат.
- Бучковский Э. С. 1960. Основные черты сульфидной рудоносности ультраосновных массивов восточного склона Южного Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала. Госгеолтехиздат.
- Вангенгейм фон Квален. 1841. Геогностические сведения о горных формациях на западном склоне Урала, особенно от р. Демы до Западного Ика в Оренбургской губернии. «Горн. журн.», кн. 4, ч. 2.
- Вахрамеев В. А. 1952. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. Региональная стратиграфия СССР, т. I. Изд-во АН СССР.
- Вахрушев Г. В. 1929. Краткий геологический очерк южной части Стерлитамакского и западной части Зилаирского кантонов Башк. АССР. «Хозяйство Башкирии», № 6—7.
- Вахрушев Г. В. 1931. О месягутовских глинах, песках и галечниках. «Хозяйство Башкирии», № 3—4.
- Вахрушев Г. В. 1932. Материалы для указателя литературы по геологии и полезным ископаемым Башк. АССР (Южный Урал). «Хозяйство Башкирии», № 1—2 и 3—4.

- Вахрушев Г. В. 1934. О верхнемеловых и третичных отложениях Петровского района Башк. АССР. Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, вып. 3, т. 94, кн. 1.
- Вахрушев Г. В. 1938. Четвертичные отложения Башкирии. Уч. зап. Саратов. ун-та, т. 1 (14), вып. 2.
- Вахрушев Г. В. 1940. Мезозойские и третичные отложения западного склона Башкирского Урала. Уч. зап. Саратов. гос. ун-та, т. XV, вып. 2.
- Вахрушев Г. В. 1945. О триасе Башкирского Приуралья. Геология—почвоведение. Уч. зап. СГУ, т. XVI.
- Вдовин А. Л. 1957. Краткая агроклиматическая характеристика районов Башкирской АССР. Зап. Башк. фил. геогр. об-ва СССР, вып. 1.
- Вебер В. Н. 1937. Каменноугольные трилобиты СССР. Монографии по палеонтологии СССР, т. XXI, вып. 1.
- Вербицкая Н. П. 1960. Четвертичные отложения Урала. Мат-лы к XXI сес. Междунар. геол. конгр.
- Виссарионова А. Я. 1937. Фузулиниды группы *Pseudofusulina verneilli* (Noelle) из Стерлитамакско-Ишимбаевского р-на (этюды по микропалеонтологии). Палеонт. лабор. МГУ, т. I, вып. 3.
- Виссарионова А. Я. 1959. Стратиграфия и фации средне- и нижнекаменноугольных отложений Башкирии и их нефтеносность. Гостоптехиздат.
- Водорезов Г. И. 1952. Докембрий Мугоджар. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 15.
- Водорезов Г. И. и Розман Х. С. 1956. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов Южного Урала. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Южного Урала, вып. 1.
- Вознесенский В. А., Высоцкий Н. К., Заварицкий А. М. 1916. Годовой отчет за 1915 г. Изв. Геолкома, № 1, т. XXXV.
- Войнова Е. В., Разумовский Н. К., Разумовская Е. Э., Хабарков А. В. 1933. Стратиграфия артинских и кунгурских отложений Оренбургской степи. Зап. Всеросс. мин. об-ва, ч. LXII, вып. 2.
- Войнова Е. В. 1934. Некоторые аммоны из байгенджинского горизонта артинского яруса Южного Урала. Тр. ВГРО, вып. 352.
- Войнова Е. В. 1935. К стратиграфии артинского яруса Оренбургского Приуралья. «Пробл. сов. геологии», т. 5, № 7.
- Вологдин А. Г. 1937. О кембрии Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Вологдин А. Г. 1938. Археоциаты и водоросли среднего кембрия Южного Урала. Отдел из «Пробл. палеонт.», т. 5.
- Высоцкий Н. К. 1910. Годовой отчет об исследованиях в Южном Урале в 1909 г. Изв. Геол. ком., т. XXIX.
- Высоцкий Н. К. 1912. Годовой отчет о геологических исследованиях на Южном Урале в 1911 г. Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 1.
- Высоцкий Н. К. 1913. Годовой отчет об исследованиях в Южном Урале в 1912 г. Изв. Геол. ком., т. XXXII.
- Высоцкий Н. К. 1914. Годовой отчет о геологических исследованиях на Южном Урале в 1913 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 2.
- Высоцкий Н. К. 1915. Годовой отчет об исследованиях в Южном Урале в 1914 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIV.
- Высоцкий Н. К., Вознесенский В. А. 1915. По вопросу о золотоносности площадей, принадлежащих М. А. Петрову. Изв. Геол. ком., т. XXXIV.
- Вьюшков Б. П. 1949. Некоторые замечания о триасовых отложениях Южного Приуралья. БМОИП, нов. сер., т. LIV, отд. геол.
- Вялов О. С. 1940. *Nowaiskya nom. n.* новый род юрских аммонитов. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XXIX, № 1.
- Гарань М. И. 1946. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. Госгеолиздат.
- Гарань М. И. 1947. О периодичности осадкообразования в древних свитах западного склона Южного Урала. «Геология и полезные ископаемые Урала», вып. 1.
- Гарань М. И. 1960. Докембрий и кембрий Урала. Тр. XXI сес. Междунар. геол. конгр.
- Гаррис М. А. 1955. Об эпигенетической минерализации в породах кристаллического фундамента и нижней части осадочного покрова Западной Башкирии. Докл. АН СССР, т. 105, № 2.
- Гаррис М. А. 1955а. О габбро-диабазях кристаллического фундамента в Западной Башкирии. Докл. АН СССР, т. 103, № 1.
- Гаррис М. А. и др., 1961. Результаты определения абсолютного возраста колчеданного оруденения Южного Урала с применением калий-аргонового метода. Вopr. геохрон. и геохим. докембрия и палеозоя Южного Урала и восточ. части Русск. платф. под редакцией М. А. Гаррис. Изд-во Баш. ФАН СССР.
- Гейслер А. Н. 1925. Годовой отчет за 1925 г. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1925 г.

- Гейслер А. Н. 1926. Отчеты о работе в Халиловском, Кумакском и Суундукском районах. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1925 г. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 4.
- Гейслер А. Н. 1926—1927. Годовой отчет за 1926 г. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1926—1927 гг.
- Гейслер А. Н. 1929. Джетыгаринский золотоносный район. Изв. Геол. ком. Гельмерсен Г. П. 1836. Орографическое и геогностическое описание Киргизской степи, заключающейся между реками Уралом, Уем и речками, впадающими с левой стороны в Тобол. «Горн. журн.», ч. IV, кн. XI.
- Гельмерсен Г. П. 1870. Геологическая карта, составленная Мурчисоном, Вернейлем и Кейзерлингом, исправленная и дополненная. СПб.
- Герасимов Н. П. 1934. Некоторые замечания к статье проф. М. Э. Ноинского «Швагериновый горизонт и артинские отложения на Южном Урале». Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 94, кн. I, геол. сер., вып. 3.
- Герасимов Н. П., Тихвинская Е. И. 1934. Разрез классического кунгура. Зап. Всеросс. мин. об-ва, т. 63, № 2.
- Герасимов Н. П. 1937. Уральский отдел пермской системы. Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 97, кн. 3—4, сер. геол., вып. 8—9.
- Герасимов Н. П. 1939. Брахноподы стерлитамакского известняка. Уч. зап. Казанск. ун-та, кн. 5—6.
- Герасимов Н. П. 1940. Геологическое строение восточной нефтеносной области (западный склон Урала и Западное Приуралье). Изд-во УФАИ, СССР.
- Герасимов И. П. 1948. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 42.
- Гинзбург И. И. 1938. Геохимия выветривания серпентинитов Южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Гинзбург И. И. 1940. Древняя кора выветривания в связи с никель-кобальтовым орудением на Южном Урале. Тр. СОПС АН СССР.
- Гинзбург И. И. 1941. Основные результаты работ группы «коры выветривания». Мат-лы по металлогении Южного Урала (железо, никель, хром). Основные итоги Южно-Уральской экспедиции за 1935—1938 гг. Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З., Попков В. Ф., Савельев И. И., Грубина К. Н. 1946. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала ч. 1. Типы и морфология древней коры выветривания. Тр. ГИН АН СССР, вып. 80.
- Гинзбург И. И. 1947. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 2. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. 1951. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР.
- Глебовская Е. М. 1938. Остракоды Ишимбаевского месторождения нефти. Мат-лы к познанию Ишимбаевского месторождения нефти. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 101.
- Горецкий Г. И. 1957. О великих праречах антропогена Русской равнины. Тез. докл. Всесоюз. междувед. совещ. по изуч. четверт. периода.
- Горецкий Г. И. 1958. О перигляциальной формации. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичного периода, № 22.
- Горский И. И. 1948. Древнекемпирсайские тектонические движения на Урале и их значение в формировании структуры Урала и его угольных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Горяинов В. А. 1955. О новой находке триасовых позвоночных. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 100, ч. 1.
- Горяинов В. А. 1958. Стратиграфия и условия осадконакопления пестроцветных отложений южной части Общего Сырта и Оренбургского Приуралья.
- Горяинова О. П. и др. 1931. Стратиграфия древних немых толщ западного склона Южного Урала. Тр. ВГРО, вып. 70.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А. 1933. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Бол. Инзер и Зилим, планш. 133. Тр. ВГРО, вып. 272.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А. 1935. К стратиграфии свит древнего палеозоя западного склона Южного Урала. Зап. Всеросс. мин. об-ва, ч. XIV, № 2.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А. 1937. Древние свиты западного склона Южного Урала. БМОИП, нов. сер., т. XLV, отд. геол., т. XV (3).
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А. 1940. Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башк. АССР. Тр. Геол. упр. Башк. АССР, вып. 9.
- Гофман Э. И., Гельмерсен Г. П. 1835. Описание Южного Урала. Исследования восточного склона Ирендыкских гор между реками Уралом и Сакмарой. «Гор. журн.», ч. I (2); II (4, IV) 12.
- Гофман Э. И. 1863. Юрский период окрестностей Илецкой Защиты. СПб.
- Григорьев А. А. 1925. К геоморфологии западного склона Южного Урала. Изв. Геогр. ин-та АН СССР, вып. 5.

- Гроздилова Л. П. 1937. Фузулиниды окрестностей Симского завода на Южном Урале. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 106.
- Гроздилова Л. П. 1938. Фузулиниды рифовых известняков Ишимбаевского месторождения нефти на Урале. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 101.
- Громов В. И. 1941. Остатки млекопитающих с западного склона Южного Урала. Мат-лы по четвер. отлож. Башкирии и Поволжья. Госгеолиздат.
- Громов В. И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, сер. геол., № 17.
- Громов В. И. 1957. Стратиграфическая схема четвертичных отложений и ее сопоставление с зарубежными схемами. Тез. докл. Всесоюз. междувед. совещ. по изуч. четвертичного периода.
- Губкин И. М. 1940. Урало-Волжская нефтеносная область. Второе Баку. Изд-во АН СССР.
- Гудков П. П. 1918. Район золотых приисков Антипова и Вишневской в Орском уезде Оренбургской губернии с картой м-ба 1:42 000. Изв. Томск. технолог. ин-та, № 3, т. XXXIX.
- Давиташвили Л. Ш. 1926. К вопросу о зональном подразделении верхнего оксфорда Среднерусской области. БМОИП, нов. сер., т. XXXIV, отд. геол., т. IV, № 3—4.
- Дингельштедт Н. Н. 1930. О нахождении нижнесилурийской фауны на Южном Урале близ Тирлянского завода. Изв. ГГРУ, т. 49.
- Дингельштедт Н. Н. 1932. Геологический очерк Вознесенского и Миндякского золотоносных районов на Южном Урале. Тр. ВГРО, вып. 195.
- Дингельштедт Н. Н. 1933. Геологические исследования в Тирлянском районе Южного Урала. Тр. ВГРО, вып. 277.
- Дингельштедт Н. Н. 1935. К вопросу о происхождении скорлуповатых доломитов и о возрасте «немых» толщ Южного Урала. Зап. Всеросс. мин. об-ва, ч. LXIV, № 2.
- Дингельштедт Н. Н. 1935а. К стратиграфии и тектонике Южного Урала. «Пробл. сов. геол.», № 8, т. 5.
- Дмитриев Г. А., Наливкин В. Д. 1937. Верхний палеозой Симского завода. «Пробл. сов. геол.», № 7.
- Доброхотов М. П., Горяинова О. П., Фалькова Э. А., Панкуль Л. И., Утехин Д. П. 1933, 1940. К изучению Зигазино-Комаровских и Инзерских железорудных месторождений Башк. АССР. Изд-во Башк. геол.-разв. треста.
- Домрачев С. М., Мелешенко В. С. и Чочиа Н. Г. 1948. Стратиграфия девонских отложений западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и Кара-Тау (бассейн рек Уфы, Ая, Юрюзаны и Сима). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Домрачев С. М. 1952. Девон хр. Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 61.
- Домрачев С. М. 1953. Девон западного склона Среднего и Южного Урала. Девон Русской платформы. Сб. докл. ВНИГРИ.
- Домрачев С. М. и Чочиа Н. Г. 1957. Стратиграфия девона западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, вып. 106.
- Донакова Л. М. и Струве Н. В. 1959. К стратиграфии каменноугольных отложений Магнитогорского синклиория. Сб. ВСЕГЕИ (стратигр. и палеонт.), № 10.
- Дорофеев П. И. 1960. О плиоценовой флоре Башкирского Предураля. Вопр. геол. вост. окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 5. Изд-во ГГИ БФАН СССР, Уфа.
- Дрожжева П. П. 1955. К вопросу о возрасте главного фосфоритового слоя Общего Сырта. Тр. ГИГХС, вып. 2. Госхимиздат.
- Егоров С. П. 1960. Новая тектоническая схема Татарской АССР и сопредельных частей Кировской области и Удмуртской АССР. «Геология нефти и газа», № 12.
- Егорова Л. З. 1960. Состав пород кристаллического фундамента немых толщ Куйбышевского Заволжья и прилегающих районов Оренбургской области. Тр. Куйбышев. научно-исслед. ин-та нефт. пром., вып. 1.
- Ефремов И. А. 1938. Находки триасового мамонта в Оренбургской области. Изд-во АН СССР, т. XX, № 2—3.
- Ефремов И. А. 1939. О развитии пермской фауны *tetrapoda* СССР и разделении континентальной перми на стратиграфические зоны. Изв. АН СССР, отд. биол. наук, вып. 2.
- Ефремов И. А. 1940. Предварительное описание новых форм пермской и триасовой фауны наземных позвоночных СССР. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. X, вып. 2.
- Ефремов И. А., Вьюшков Б. П. 1955. Каталог местонахождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. X, VI.
- Жутеев С. А. 1953. О возрасте слоев сызранского яруса Общего Сырта и Завуралья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 90, № 1.

- Жутеев С. А. 1954. Северокаспийские слои лютетского яруса. Вестн. Ленингр. гос. ун-та, № 1, сер. биол., геогр. и геол., вып. 1.
- Заварицкий А. Н. 1912. Геологические исследования в окрестности горы Магнитной в Южном Урале. Предварительный отчет. Изв. Геол. ком., т. XXXI.
- Заварицкий А. Н. 1914. Геологические исследования в Южном Урале, произведенные в 1913 г. (предварительный отчет). Изв. Геол. ком., т. XXXIII.
- Заварицкий А. Н. 1922. Гора Магнитная и ее месторождения полезных руд. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 122.
- Заварицкий А. Н. 1923. К тектонике Урала. Изв. Геол. ком., т. XLII, № 2.
- Заварицкий А. Н. 1924. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 3.
- Заварицкий А. Н. 1927. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале, ч. I. Колчеданные месторождения на Урале. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 173.
- Заварицкий В. А. 1945. Зеленокаменные породы из района Учалинского колчеданного месторождения на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Заварицкий В. А. 1946. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Изд-во АН СССР.
- Заглинская Е. Д. 1953. Спорово-пыльцевые спектры морского олигоцена Северного Приуралья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 92, № 6.
- Захаров Е. Е., Зив Е. Ф., Ульянов Д. Г. 1932. Халиловское месторождение никелевых руд Южного Урала. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Средне-Волжского края, вып. 1.
- Зегебарт Д. К. 1936. О геологических исследованиях правобережья р. Сакмары. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 84.
- Зонов Н. Т. 1937. Стратиграфия юрских и низов неокомских отложений центральных частей Восточно-Европейской платформы. Тр. НИУИФ, вып. 142.
- Иванов А. И. 1937. К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала. Тр. Башгеолтреста, вып. 7.
- Иванов А. И. 1946. 1. Возраст древних свит западного склона Южного Урала. 2. К разрезам палеозоя и докембрия западного склона Южного Урала. Изд-во Башк. геол. упр.
- Иванов А. И. 1949. Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала. БМОИП, нов. сер., т. LIV, отд. геол., т. XXIV, вып. 5.
- Иванова З. П. и Клевцова А. А. 1959. Стратиграфия и фации додевонских отложений Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 22.
- Иванова З. П. и Клевцова А. А. 1960. Условия накопления додевонских отложений северо-востока Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазосности. Тр. ВНИГРИ, вып. 31.
- Иванов С. Н. 1946. О геологическом строении окрестностей Сибавевского колчеданного месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Иловыйский Д. И., Флоренский К. П. 1941. Верхнеюрские аммониты бассейнов рек Урала и Илека. Мат-лы к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 1 (5).
- Ицыксон М. И. 1940. Первичные каолины в Домбаровском угленосном районе. «Сов. геология», № 3.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Якупов И. А. 1958. Жединский ярус на западном склоне Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 122, № 5.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Якупов И. А. 1959. К геологии нижедевонских отложений между речья Белой и Ика на Южном Урале. Сб. «Вопр. геол. восточной окраины Русск. платф. и Южного Урала», вып. 4. Уфа.
- Камалетдинов Р. А. 1960. Возраст и стратиграфия зилаирской серии на западном склоне Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 132, № 6.
- Каменский А. И. 1957. К геоморфологии Южного Урала. О следах древнего оледенения на Южном Урале. Уч. зап. Моск. гор. пед. ин-та им. Потемкина, т. 66.
- Кандыкин Ф. И. 1907. Нижне-Буранинское месторождение нефти в Стерлитамакском уезде Уфимской губ. Зап. Уральск. об-ва любителей естеств., т. XXVI.
- Кандыкин Ф. И. 1909. Залежи бурого угля в Челябинском уезде Оренбургской губернии. «Горн. журнал», ч. II, кн. 6.
- Карпинский А. П. 1869. Авгитовая порода дер. Мулдакаевой. «Горн. журнал», ч. II, кн. 5.
- Карпинский А. П. 1874. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в Оренбургском крае летом 1873 г. «Горн. журнал», ч. II, кн. 6.
- Карпинский А. П. 1883. Третичные осадки восточного склона Урала. Зап. Уральск. об-ва любит. естествозн., т. VII, вып. 3.
- Карпинский А. П. 1884. Геологическая карта восточного склона Урала. СПб.
- Карпинский А. П. 1885. Геологические исследования, произведенные в Южном Урале летом 1884 г. Изв. Геол. ком., т. IV, № 7.

- Карпинский А. П., Чернышев Ф. Н., Тилло А. И., Краснопольский А. А. 1886. Общая геологическая карта России. Орографический очерк. Лист 139. Тр. Геол. ком., т. III, № 2.
- Карпинский А. П. 1891. Об аммонейх артинского яруса и некоторых сходных с ними каменноугольных формах. Зап. С.-Петербур. мин. об-ва, 2-я сер., ч. XXVII.
- Карпинский А. П. 1909. Мезозойские угленосные отложения восточного склона Урала. «Горн. журнал», ч. III, кн. 7.
- Карпинский А. П. 1913. Месторождение ископаемого угля на восточном склоне Урала. Очерк месторож. ископ. углей России. Изд. Геол. ком.
- Карпинский А. П. 1939. Геологические исследования в Оренбургском крае. Изд-во АН СССР, т. II.
- Касаткин В. Г. 1915. Почвы и грунты по линии Троицкой ж. д. Тр. Бюро по земледелию и почвоведению Ученого комитета Министерства земледелия.
- Кассин Н. Г. 1940. Кембрий Казахстана. «Сов. геология», № 4.
- Катков Б. С. 1936. О нахождении рифовых фаций среди верхнекаменноугольных и артинских отложений района верхней части р. Селеук. «За Башкирскую нефть», № 7.
- Кашеварова Н. П. 1958. Новые виды остракод верхнепермских (уфимских и татарских) отложений Южного Тимана и Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 115. Микрофауна СССР, сб. IX.
- Квятковский Р. Э. 1933. Геологическое описание Белорецкого района Южного Урала. Тр. ВГРО, вып. 297.
- Келлер Б. М. 1945. Тектоника Уральского Кара-Тау и Казаякской нефтеносной зоны. БМОИП, отд. геол., вып. 5—6.
- Келлер Б. М., Тихонов В. И., Штрейс Н. А. 1945. Отложения силура и нижнего девона между Белой и Иком на западном склоне Южного Урала. Докл. АН СССР, т. I.
- Келлер Б. М. 1946. Каменноугольные и нижнепермские отложения юго-западной окраины каратауского комплекса. «Сов. геология», сб. 9.
- Келлер Б. М. 1947. Такатинская свита девона Башкирии. Изв. АН СССР; сер. геол., № 2.
- Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. ГИН, вып. 104, геол. сер. (№ 34).
- Келлер Б. М. 1952. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 109, геол. сер. (№ 37).
- Келлер Б. М. и Хоментовский В. В. 1960. Рифейская группа и ее подразделения. Междунар. геол. конгр., сесс. XXI.
- Кириченко Г. И. 1936. Метаморфическая толща южной оконечности Урала (докембрий+нижний палеозой). Зап. Всеросс. мин. об-ва, сер. 2, ч. 65, № 2.
- Кириченко Г. И. 1941. Метаморфические породы толщи «М» (докембрий и нижний палеозой). Сб. «Геологическое строение Орско-Халиловского р-на» под ред. Е. Э. Разумовской. Госгеолиздат.
- Климов П. И. 1934. Геологическое строение северной части Соль-Илецкого района Средне-Волжского края. БМОИП, нов. сер., т. XLII, отд. геол., т. XII (3).
- Климов П. И. 1935. Дизъюнктивные мульды восточной части междуречья Урала и Илека. БМОИП, отд. геол., т. XIII (2).
- Ковалев П. 1902. Геологические исследования в районе Белорецких, Тирляньских, Узяньских и Кагинских месторождений железных руд. Изв. Геол. ком., т. XXI.
- Колесникова Т. Д. 1957. Четвертичные флоры Башкирии. «Ботан. журнал», № 6, т. XLII.
- Колоколов А. А., Львов К. А. 1945. О следах оледенения на Южном Урале (геоморфологический очерк хр. Зигальга). Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 77, вып. 1—2.
- Константинова Л. И. 1935. Граптолитовые сланцы верхнего силура на восточном склоне Южного Урала. «Пробл. сов. геологии», № 5.
- Константинова Л. И. 1941. Верхний силур (готланд). Сб. «Геол. строение Орско-Халиловского р-на» под ред. Е. Г. Разумовской. Госгеолиздат.
- Конюшевский Л. К. 1906. Геологические исследования в районе Зигаинских и Комаровских железорудных месторождений (Южный Урал). Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 21.
- Конюшевский Л. К. 1908. Геологическое исследование в районе рудников Архангельского завода в Южном Урале. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 30.
- Коптев-Дворников В. С. 1940. Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. Изд-во АН СССР.
- Корин И. З. 1939. Халиловское месторождение никеля и условия его образования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Корин И. З. 1948. К вопросу о молодых нарушениях на Южном Урале. БМОИП, отд. геол., нов. серия, т. 23, вып. 6.

- Кочеткова Н. М. 1959. Остракоды нижеказанского подъяруса Западной Башкирии. Сб. «Вопр. геол. восточ. окр. Русск. платф. и Южного Урала», вып. 2.
- Кочеткова Н. М. 1959а. Стратиграфическое расчленение верхнепермских отложений Западной Башкирии по фауне остракод. «Вопр. геол. восточ. окр. Русск. платф. и Южного Урала», вып. 4.
- Красильников Б. Н. 1947. О строении красноцветных пермско-триасовых толщ Приуралья. Вопр. теоретич. и прикл. геол., сб. 4. Изд. МГРИ.
- Красильников Б. Н., Вьюшков Б. П. 1947. О следах среднего и верхнего триаса в северной части Чкаловского Приуралья. Вопр. теоретич. и прикл. геол., сб. 4. Изд. МГРИ.
- Красильников Б. Н. 1953. Новые данные по стратиграфии красноцветных пермских и триасовых отложений Чкаловского Приуралья. В кн.: «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». Изд. МОИП.
- Краснов И. И. 1950. Опыт сопоставления геоморфологических элементов Среднего и Южного Урала с геологическими структурами. Пробл. физ. географии, т. XV.
- Краснопольский А. А. 1901. Бакальские, Инзерские, Белорецкие, Авзяно-Петровские и Зигазинские месторождения железных руд в Южном Урале. Изв. Геол. ком., т. XX.
- Краснопольский А. А. 1904. Геологический очерк окрестностей Лемизинского завода Уфимского горного округа. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 17.
- Краузе С. Н. 1958. Условия образования терригенных толщ среднего девона западного склона Южного Урала. Вопр. геол. и нефтен. девонских отложений Западной Башкирии и смежных областей. Изд-во ГГИ БФАН СССР. Уфа.
- Краузе С. Н. 1961. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Южного Урала. Изд-во ГГИ БФАН СССР.
- Крашенинников И. М. 1915. Древняя кора выветривания лесостепного Зауралья. Изв. Докуч. почв. ком., № 3.
- Крашенинников И. М. 1917—1918. Древний эрозионный цикл на Южном Урале. Геол. вестник, т. III, № 1—6.
- Крашенинников И. М., Кучеровская-Рожанец С. Е. 1941. Растительность Башкирской АССР. Изд-во АН СССР.
- Крашенинников И. М. 1951. Физико-географические районы Южного Урала. Географические работы. Географиз.
- Крестовников В. Н., Теодорович Г. И. 1934. О микропетрографической корреляции палеозойских отложений западного склона Южного Урала. «Нефтяное хозяйство», № 8.
- Крестовников В. Н. 1935. К стратиграфии гониатитового карбона Сакмарского бассейна р. Суран на Южном Урале. БМОИП, отд. геол., т. XII (1).
- Крестовников В. Н. 1936. Западный геологический отряд. Южно-Уральская комплексная экспедиция. СОПС АН СССР, вып. 1.
- Криштофович А. Н. 1932. Третичные растения с западного склона Урала. Мат-лы по геологии БАССР. Тр. СОПС АН СССР, сер. башкир., вып. 1.
- Криштофович А. Н. 1935. Пальмы в третичных отложениях Южного Урала. «Природа», № 2.
- Криштофович А. Н. 1936. О меловой флоре восточного склона Урала и ее отношении к залегам бокситов. Мат-лы ЦНИГРИ, общ. сер., сб. 1.
- Криштофович А. Н. 1936а. Происхождение и развитие флоры Урала. Сб. «Природа Урала», Свердловск. обл.
- Криштофович А. Н. 1938. Миоценовая флора Украины и ее связь через Урал с третичной флорой Азии. Сб. «Памяти акад. А. В. Фомина». Изд-во АН УССР.
- Криштофович А. Н. 1938а. По поводу работы А. Л. Яншина о триасовых отложениях на Урале. «Сов. геология», т. VIII, № 5.
- Криштофович А. Н. 1939. Байкальские или континентальные мезозойские отложения СССР. Тр. XVII сес. Международн. геол. конгр. в СССР, т. I, ГОНТИ.
- Криштофович А. Н. 1946. Происхождение и развитие мезозойской флоры. Тр. Юбил. сессии ЛГУ.
- Кротов Б. П. 1885. Артинский ярус. Тр. Об-ва естествоисп. при Казанск. ун-те, т. XIII, № 5.
- Кротов Б. П. 1915. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. 47.
- Кротов Б. П. 1936. Халиловский железорудный отряд. Южно-Уральская комплексная экспедиция, вып. 1. Изд-во АН СССР.
- Кротов Б. П. 1938. О времени образования железорудных месторождений Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Крылова А. К. 1950. Девонские отложения южной части Башкирского Урала. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 41.
- Крымгольц Г. Я. 1929. Верхнеюрские *Cylindroteuthinae* Тимана, бассейна р. Сысолы и Оренбургской губ. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 7.

- Куликов М. В. 1938. Брахиоподы из известняков Ишимбаевского месторождения нефти. Мат-лы к познанию Ишимбаевского месторождения нефти. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 101.
- Лавров В. В. 1951. О единой стратиграфической схеме для континентальных третичных отложений Приаралья, Тургая и юга Западной Сибири. Вест. АН Казах. ССР, № 1 (70).
- Лавров В. В. 1953. Краткий обзор континентальных третичных формаций Тургая и юга Западной Сибири. Вест. АН Казах. ССР, № 6.
- Лагузен И. И. 1888. Ауцеллы, встречающиеся в России. Тр. Геол. ком., т. VIII, № 1.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1891. О фосфоритном черноземе. Тр. Вольно-Экономич. об-ва, т. 4.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1891а. Геологические исследования в Губерлинских горах. Зап. Минер. об-ва, сер. 2, ч. XXVIII.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1893. О верхнемеловых отложениях Губерлинских гор. Тр. С.-Петерб. об-ва естествоисп., отд. геол. и минер., т. XXIII. (Протоколы засед. 5 января 1893 г.).
- Ленных И. В. 1948. Геоморфология и мезо-кайнозойские отложения бассейна р. Уй на Южном Урале. Мат-лы по геоморфологии Урала, вып. 1. Госгеолиздат.
- Леоненко Н. И. 1955. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары). Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. III.
- Лепехин И. И. 1814. Дневные записки путешествия Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства в 1768—1769 гг. (ч. I, 1771; в 1770 г/ч. II, 1772; в 1771 г./ч. III).
- Лермонтова Е. В. и Разумовский Н. К. 1932. О древних отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях дер. Кидрясово на Южном Урале). Зап. Всеросс. мин. об-ва, т. 62, № 1.
- Лермонтова Е. В. и Разумовский Н. К. 1933. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях Кидрясово на Южном Урале). Зап. Всеросс. мин. об-ва, т. 62, № 1.
- Либрович Л. С. 1925—1926. Краткий отчет о геологических исследованиях на восточном склоне Южного Урала в 1926 г. Отчет о состоянии и деятельн. Геол. ком. за 1925—1926 гг.
- Либрович Л. С. 1927. Геологические исследования на восточном склоне Южного Урала в 1925 г. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 2.
- Либрович Л. С. 1930. К находке граптолитовой фации верхнего силура в Южном Урале. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 1.
- Либрович Л. С. 1932. К геологии южной части Башкирского Урала. (Отчет о маршр. геол. исследованиях на Южном Урале в 1929 г.). Тр. ВГРО, вып. 144.
- Либрович Л. С. 1933. Основные черты геологической истории Кизил-Уртамского района на Южном Урале. Зап. Росс. мин. об-ва, ч. LXII, № 1.
- Либрович Л. С. 1934. Материалы по стратиграфии карбона Юго-Восточного Урала. Зап. Росс. мин. об-ва, ч. LXIII, № 1.
- Либрович Л. С. 1938. Аммоени из каменноугольных отложений северного острова Новой Земли. Тр. ин-та Арктики, т. 101.
- Либрович Л. С. 1939. Каменноугольные отложения районов р. Шартымки и верховьев р. Урала. Тр. ВНИГРИ, вып. 114.
- Либрович Л. С. 1947. Гонимитовые фауны карбона СССР и их значение для стратиграфии этих отложений. БМОИП, отд. геол., т. XXI (5).
- Либрович Л. С. 1957. О некоторых новых группах гонимитов из каменноугольных отложений СССР. Ежегодн. Всесоюзн. палеонт. об-ва, т. XVI.
- Либрович Л. С. 1958. Урал, Предуральский и Тургайский прогибы, Мугоджары, Пай-Хой, острова Вайгач и Новая Земля. Каменноугольная система. Геологическое строение СССР, т. I. Стратиграфия.
- Липина О. А. 1948. Фораминиферы чернышинской свиты турнейского яруса подмосковного нижнего карбона. Тр. ИИ АН СССР, сер. геол., вып. 62.
- Лихарев Б. К. 1936. О некоторых представителях редких верхнепалеозойских брахиопод. *Proboscidella* из нижнего карбона Урала. БМОИП, отд. геол., т. XIV (2).
- Лунгерсаузен Г. Ф. 1947. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала (Липалийская система на Южном Урале). «Сов. геология», № 18.
- Львов К. А., Олли А. И. 1934. К вопросу о геологии силуро-девонских образований р. Белой. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 94, кн. I, Геология, вып. 3.
- Львов К. А., Олли А. И. 1935. Об отношении среднего девона к ашинской свите и возрасте немых толщ западного склона Урала. Зап. Всеросс. мин. об-ва, т. LXIV, № 2.
- Львов К. А. 1936. К тектонике западного склона Южного Урала. Уч. зап. Казанск. ун-та, вып. 102, т. 96, кн. 3.

- Львов К. А. 1957. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. Госгеолтехиздат. Сб. «Сов. геология», № 55.
- Львов К. А. 1958. Протерозой и нижний палеозой Урала (о возможностях разработки унифицированной структурной схемы и корреляции разрезов древних отложений Урала). Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, Госгеолтехиздат.
- Львов К. А. и Попович Н. И. 1960. Палеогеография и фации кембрия (каратаского комплекса) на Урале. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Урала».
- Ляшенко А. И. 1958. Брахиоподы среднедевонских отложений центральных областей Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. IX. Палеон. сб. Госгостехиздат.
- Мазарович А. Н. 1928. О следах триаса в восточной части Русской равнины. БМОИП, отд. геол., т. VI.
- Мазарович А. Н. 1934. Стратиграфия континентальных пермских образований бассейна Волги и Вятки. БМОИП. Геология, т. XII (I).
- Мазарович А. Н. 1936. Геологическое строение Заволжья между Куйбышевым и Оренбургом. БМОИП, нов. сер., т. XLIV.
- Мазарович А. Н. 1939. Стратиграфия пестроцветных образований верхней перми и нижнего триаса Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XVII (I).
- Максимова З. А. 1955. Трилобиты среднего и верхнего девона Урала и Северных Мугоджар. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 3.
- Максимова С. В. 1935. О некоторых новых видах артинских аммонитов. БМОИП, отд. геол., т. XIII (2).
- Максимова С. В. 1938. О некоторых представителях семейства *Rpongitidae*. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. IX, вып. 1.
- Максимова С. В. 1940. Первый представитель рода *Bisatoceras* в верхнем палеозое Урала. Докл. АН СССР, т. XXVIII, № 9.
- Максимова С. В. 1940а. Новый род *Suresanites* из семейства *Somoholitidae*. Докл. АН СССР, т. XXVIII, № 9.
- Максимова С. В., Руженцев В. Е. 1940. О распределении аммонитов в нижнепермских отложениях Урала и вытекающих отсюда стратиграфических выводах. Докл. АН СССР, т. XXVIII, № 2.
- Максимова С. В. 1945. К фаунистической характеристике артинского яруса. *S. Str.* Докл. АН СССР, т. XLVI, № 2.
- Малахов А. Е., Надеяев К. М. 1940. Генетические особенности месторождений пестроцветных яшм. Тр. и мат-лы Горн. ин-та, вып. VI.
- Малахов А. Л. 1948. Объяснительная записка к геологической карте Сакмаро-Бельского Предураля. Тр. Гос. геол.-разв. треста «Южуралуглеразведка», вып. 2.
- Малютин В. Л. 1949. О связи миоценовой угленосности в Западном Приуралье с мобильным рельефом. Тр. Геол. исслед. бюро «Главуглеразведки». Углетехиздат.
- Малютин З. А. 1956. Стратиграфия и литология угленосной толщи Восточно-Уральского бурогоугольного месторождения. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. VI.
- Малютин З. А. 1959. К вопросу о выделении мамытской свиты в континентальных юрских отложениях восточного склона Южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.
- Маслов В. П. 1943. К вопросу о первичных углах наклона пород вокруг рифовых тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Маслов В. А. 1957. Литологическая характеристика и фациальные особенности мандымских отложений и их аналогов на западном склоне Южного Урала. Изд. БФАН СССР, сб. 1.
- Марков К. В. 1907. Ослитовые красные железняки на западном склоне Урала. Зап. Мин. об-ва, сер. 2, ч. 45.
- Марковский Б. П. 1946. Стратиграфия бокситоносных толщ среднего и верхнего девона бассейна р. Чусовой. Мат-лы ГИН, общ. сер., сб. 7.
- Марковский Б. П. 1948. Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала. Мат-лы ГИН, общ. сер., № 8.
- Меглицкий Н. Г., Антипов А. И. 1858. Геогностическое описание южной части Уральского хребта (исследов. в течение 1854 и 1855 гг.). «Горн. журнал», ч. IV, кн. 8—кн. 12; 1857, ч. II, кн. 1—кн. 4.
- Мелещенко В. С. 1947. О находках фауны и флоры в девонских бокситах западного склона Южного Урала. БМОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 1.
- Мелещенко В. С. 1956. О стратиграфии и литологии пашийской свиты в бассейне среднего течения рек Ая и Юрюзани на западном склоне Южного Урала. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 1.
- Меллер В. 1862. Геологические и палеонтологические заметки об осадках горно-известковой формации склонов хр. Уральского. «Горн. журнал», № 4.
- Меллер В. И. 1866. О геологических исследованиях каменноугольных и пермских осадков средней России и склонов Урала. Зап. Мин. об-ва, вып. 295.
- Меллер В. И. 1869. Геологическая карта западного склона хр. Уральского.
- Меллер В. И. 1886. К вопросу об Уфимском плоскогорье. Изв. Геол. ком., т. V.

- Мешалкин Н. И. 1937. К вопросу о природе и геологическом строении гор-одиночек левобережья р. Сима в северо-западной части Архангельского района Башкирии. «За Башкирскую нефть», № 8.
- Микрюков М. Ф. 1937. О брахиоподовой фауне из нефтеносных известняков Ишимбая и Стерлитамакских гор-одиночек. «За Башкирскую нефть», 4—5.
- Микрюков М. Ф. 1937а. Стерлитамакские шиханы (геол. очерк). Путеводит. XVII Междунар. геол. конгр. Пермская экскурсия, южн. маршрут, ОНТИ.
- Микрюков М. Ф. 1952. Средний и верхний девон Башкирского Приуралья. «Башкирская нефть», № 1.
- Микрюков М. Ф. 1955. Стратиграфия терригенных отложений Западной Башкирии. Мат-лы науч. сессии по геол. Зап. Башкирии, Уфа.
- Микрюков М. Ф. 1955а. Брахиоподы девона Западной Башкирии. Тр. ВНИГРИ, вып. 88.
- Микрюков М. Ф. 1958. Стратиграфия девонских отложений Западной Башкирии. Вopr. геол. и нефт. дев. отл. Башк. и смежных обл., Уфа.
- Микрюков М. Ф. и Тимергазин К. Р. 1958. Новые данные по стратиграфии и литологии терригенных отложений девона Бавлинско-Туймазинского нефтеносного района. «Нефтяное хозяйство», № 9.
- Мильков Ф. Н. 1948. Природа Чкаловской области. Чкалов.
- Михалев П. Ф. 1940. Стерлитамакско-Ишимбаевский нефтеносный район. «Восточная нефть», № 1.
- Михальский А. О. 1894. Аммониты нижнего волжского яруса. Тр. Геол. ком., т. VIII, № 2.
- Москалева С. В. 1958. О генезисе некоторых гипербазитов Урала. Докл. АН СССР, т. 123, № 1.
- Москалева С. В. 1959. О возрасте и структуре массива Крака на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 127, № 1.
- Мурчисон Р. И., Вернейль Э. и Кейзерлинг А. А. 1847, 1848. Геологическое описание Европейской России и хр. Уральского. Перевод с доп. и замеч. А. Озерского. «Горн. журнал», ч. II, III, IV; 1847, ч. I, II, III и IV.
- Мурчисон Р. И., Вернейль Э., Кейзерлинг А. А. 1849. Геологическая карта Европейской России и хр. Уральского. «Горн. журнал».
- Мушкетов И. В. 1877. Материалы для изучения геогностического строения рудных богатств Златоустовского округа в Южном Урале. «Горн. журнал», № 8 и 9.
- Наливкин Б. В. 1932. Геологический очерк полосы, прилегающей к проектирующейся железнодорожной линии, развезда Дема—Магнитострой. ЦНИГРИ, отд. Геолкарты. Изв. ВГРО, т. LI, вып. 16.
- Наливкин Б. В. 1934. Пластинчатожаберные верхнего и среднего девона западного склона Урала. Тр. ГРО, вып. 193.
- Наливкин Б. В. 1941. Юрская система. Геологическое строение Орско-Халиловского района.
- Наливкин Б. В. 1941а. Меловая система. В кн. «Геологическое строение Орско-Халиловского района». Госгеолиздат.
- Наливкин Б. В. 1941б. Третичная система (палеоген). В кн. «Геологическое строение Орско-Халиловского района». Госгеолиздат.
- Наливкин В. Д., Дмитриев Г. А. 1939. Геологические исследования в районе среднего течения р. Юрюзани на западном склоне Южного Урала. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 115.
- Наливкин В. Д. 1945. Типы рифовых массивов Уфимского плато. Докл. АН СССР, нов. сер., т. I.
- Наливкин В. Д. 1949. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзачо-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 46.
- Наливкин В. Д. 1950. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 47.
- Наливкин Д. В. 1925. Группа *Spirifer anosofi* Vегп. и девон Европейской части СССР. Зап. Всеросс. мин. об-ва, № 54, вып. 2.
- Наливкин Д. В. 1925а. Материалы к изучению палеозоя Урала. Изв. Геол. ком., т. XLIV, № 9.
- Наливкин Д. В. 1926. О геологическом строении Южного Урала. Зап. Горн. ин-та, т. VII.
- Наливкин Д. В. 1926а. Отчет о работах на западном склоне Южного Урала. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 4.
- Наливкин Д. В. 1929. Верхний силур восточного склона Урала. Изв. Геол. ком. т. XLVIII, № 9.
- Наливкин Д. В. 1930. Об условиях образования древних немых толщ западного склона Южного Урала. Изв. ВГРО, вып. 70.
- Наливкин Д. В. 1937. Научные результаты пермской конференции. «Пробл. сов. геологии», т. VII, № 7.
- Наливкин Д. В. 1937а. Симский завод. Пермская экскурсия, южн. маршрут. Мат-лы XVII Междунар. геол. конгр.

- Наливкин Д. В. 19376. Стерлитамакское пересечение Южного Урала. Пермская экскурсия, южн. маршрут. Мат-лы XVII Междунар. геол. конгр.
- Наливкин Д. В. 1942. Об условиях образования нижнекаменноугольных толщ Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1—2.
- Наливкин Д. В. 1945. Турнейский ярус Стерлитамакского района. Мат-лы ВСЕГЕИ, палеонт. и страт., сб. 4.
- Наливкин Д. В. 1948. Граница турнейского и визейского ярусов на Урале и методика ее установления. ВНИГРИ, палеонт. и стратигр., сб. 5.
- Наумова С. Н. 1960. Спорово-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. Междунар. геол. конгр., сесс. XXI.
- Немкова В. К. 1960. К спорово-пыльцевой характеристике кинельских отложений (материалы по Хабаровскому бурогольному месторождению в Оренбургской обл.). Вопр. геол. восточ. окр. Русск. платф. и Южного Урала, вып. 5. Изд-во ГГИ БФАН СССР, Уфа.
- Немкова В. К. 1960а. Кинельские флоры низовья р. Уфы. Вопр. геол. восточ. окр. Русск. платф. и Южного Урала, вып. 5. Изд-во ГГИ БФАН СССР, Уфа.
- Нестоянова О. А. 1940. Геологическое строение Абзелиловского района. Сб. «Очерки по стратиграфии Южного Урала». Башгосиздат, Уфа.
- Нестоянова О. А. 1956. Силур и девон восточного склона Южного Урала. Совещ. по униф. стратигр. схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы, проведенное в г. Свердловске.
- Нестоянова О. А. 1959. Стратиграфия девона и силура Магнитогорского синклиория. «Сов. геология», № 11.
- Нестоянова О. А. 1959а. Палеовулканизм Южного Урала (силурийский и девонский вулканизм). Мат-лы к Первому Всесоюзному вулканическому совещанию. Изд-во АН Арм. ССР.
- Нестоянова О. А. и Калайтан М. Г. 1959. Стратиграфия, тектоника и петрография меденосных среднепалеозойских толщ Южного Урала. Информ. сб. (ВСЕГЕИ), № 14.
- Нестоянова О. А. 1960. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма Учалинского района. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Сб. Южно-Уральского геол. упр.; вып. 2. Госгеолтехиздат.
- Неуструев С. С. 1916. Бузулукский уезд. Мат-лы оценки земель Самарской губ., т. VI.
- Неуструев С. С. 1922. К почвенной палеогеографии Приуралья и Сибири. «Природа», № 10—12.
- Неуструев С. С. 1950. Естественные районы Оренбургской губернии. Географгиз.
- Нечаев А. В. 1896. Геологические наблюдения между реками Демой и Белой в области 129-го листа десятиверстной карты Европейской России. Изв. Геол. ком., т. XV, № 1.
- Нечаев А. В. 1897. Геологические наблюдения в юго-восточной части 129-го листа десятиверстной карты Европейской России. Изв. Геол. ком., т. XVI, № 2.
- Нечаев А. В. 1898. Краткий очерк геологических исследований северо-западной части 129-го листа. Изв. Геол. ком., т. XVII.
- Нечаев А. В. 1901. Предварительный отчет о геологических исследованиях в северо-восточной части 130-го листа десятиверстной карты Европейской России. Изв. Геол. ком., т. XX, № 4.
- Нечаев А. В. 1913. Геологическое исследование северной части Самарской губернии (область рек Шешмы, Черемшана, Кондурчи, Сургута). Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 84.
- Нечаев А. В. 1915. Казанский и уфимский ярусы пермской системы. Геол. вестник, т. I, № 1.
- Нечаев А. В. 1921. Верхнепермские отложения. Геология России. Изв. Геол. ком., т. II, ч. V, вып. 3.
- Никитин С. Н. 1883. Геологический очерк Ветлужского края. Мат-лы для геологии России, т. XI.
- Никитин С. Н. 1887. Геологические наблюдения вдоль линии Самаро-Уфимской ж. д. Цехштейн и татарский ярус. Изв. Геол. ком., т. VI.
- Никитин С. Н. 1888. Следы мелового периода в Центральной России. Тр. Геол. ком., т. V, № 2.
- Никитин С. Н. 1901. О некоторых окаменелостях из окрестностей Илецкой Защиты. Изв. Геол. ком., т. XX, № 1—2.
- Никитин С. Н., Пригоровский М. М. 1907. Годовой отчет о геологической съемке в районе Мудожарских гор. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. в 1906 г. Изв. Геол. ком., т. XXVI.
- Никифорова А. И. 1936. Граница перми и карбона в рифовых известняках Урала на основе изучения мшанок, Докл. АН СССР, т. III, № 9.
- Никифорова А. И. 1938. Стратиграфическое распределение мшанок в нефтеносных рифовых известняках Ишимбаевского района. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 101.

- Никифорова А. И. 1939. Новые виды верхнепалеозойских мшанок предгорной полосы Башкирии. Тр. ИГРИ, сер. А, вып. 115.
- Никифорова К. В., Юшко Л. А. 1939. Четвертичные отложения Южной Башкирии. Тр. Сов. секции Междунар. конф. ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. IV.
- Никифорова К. В. 1940. О возрасте континентальных отложений восточного склона Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 29, № 4.
- Никифорова К. В. 1940а. Очерк континентальной истории восточного склона Южного Урала в районе верховьев рек Тобола и Суундука. Тр. ИГН АН СССР, вып. 42, сер. геол.
- Никифорова К. В. 1948. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 45, геол. сер.
- Новикова Е. Н. 1937. Стратиграфическое распределение мшанок в нефтеносных известняках Ишимбая. «За Башкирскую нефть», № 6.
- Новожилова С. И. 1955. Брахиоподы девона Куйбышевской и Чкаловской областей. Сб. «Брахиоподы девона Волго-Уральской области». Тр. ВНИГРИ, т. 88.
- Ноинский М. Э. 1912. Самарская Лука. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. 45, вып. 4—6.
- Ноинский М. Э. 1932. Краткий очерк истории изучения недр Татарской республики. Сб. Геол. и пол. ископ. Тат. республики. Татиздат.
- Ноинский М. Э. 1934. Швагериновый горизонт и артинские отложения на Южном Урале. Уч. зап. ГКУ, отд. геол., кн. 1, т. 94, вып. 3.
- Носаль В. И., Притула Ю. А., Трофимук А. А. 1939. Очерк тектоники и нефтеносности Урало-Волжского района. «Восточная нефть», № 2.
- Овчинников Л. Н. и Гаррис М. А. 1960. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. Междунар. геол. конгр., сесс. XXI.
- Овчинников Л. Н. Абсолютный возраст изверженных и метаморфических пород Урала. Мат-лы по геолог. и полезн. ископ. Урала, вып. 8, 1961.
- Ожиганов Д. Г. 1937. О возрасте Уральского хребта и вулканических циклах Южного Урала. Пробл. сов. геол., № 3.
- Ожиганов Д. Г. 1940. К стратиграфии и палеогеографии Уральского хребта и района перидотитовых массивов Крака. Сб. «Очерки по стратиграфии Южного Урала». Башгосиздат, Уфа.
- Ожиганов Д. Г. 1941. Геология хр. Урал-Тау и района перидотитового массива Южного Крака. Тр. Баш. геол. упр., вып. 12. Госгеолиздат.
- Ожиганов Д. Г. 1951. К вопросу об условиях образования древних свит западного склона Башкирского Урала. Уч. зап. БГПИ, вып. 3, Уфа.
- Ожиганов Д. Г. 1955. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. Уч. зап. БГПИ, вып. IV. Изд-во Башк. гос. ун-та, Уфа.
- Ожиганов Д. Г. 1955а. Геологическое строение метаморфического пояса хр. Урал-Тау Южного Урала. Уч. зап. БГПИ, вып. IV, Уфа.
- Ожиганов Д. Г. 1957. Вопросы стратиграфии докембрия Южного Урала. Баш. филиал Географ. об-ва СССР.
- Ожиганов Д. Г. 1957а. Очерк геологического строения Башкирской АССР. Путеводитель по БАССР.
- Ожиганов Д. Г. 1961. Схема тектонического районирования территории Башкирской АССР и Оренбургской области. Докл. на VI Всеур. совещ. по вопр. географии. Баш. филиал Географ. об-ва СССР.
- Ожиганова Л. Д. 1957. Минералогические ассоциации додевонских отложений Западной Башкирии. Вопр. геоморф. и геол. Башкирии, сб. № 1, Уфа.
- Ожиганова О. И. 1940. О стратиграфии района г. Уфы. Очерки стратиграфии Южного Урала. Тр. Баш. геол. упр. Уфа.
- Ожиганова О. И. 1941. О террасах района г. Уфы. Мат-лы по четвертичным отложениям Башкирии и Поволжья. Госгеолиздат.
- Олли А. И. 1936. Геологические исследования в районе среднего течения рек Лемезы и Инзера (Ю. Урал, Баш. республика). Тр. Башгеолтреста, вып. 1.
- Олли А. И. 1937. Об условиях образования верхних свит древнего палеозоя на Южном Урале. Тр. Башгеолтреста, вып. 6.
- Олли А. И. 1940. Материалы к геологии Южного Урала. (ашинская и зильмердакская свиты в бассейне р. Инзера). Уч. зап. СГУ, геол. и почвоведение, т. XV, вып. 2.
- Олли А. И. 1945. Характер кембрийского бассейна на Южном Урале. «Сов. геология», № 6.
- Олли А. И. 1948. Древние отложения западного склона Урала. Изд-во СГУ.
- Олли А. И. 1955. Еще раз о возрасте ашинской свиты. «Сов. геология», № 45.
- Олли А. И., Романов В. А. 1959. Тектоническая карта Башкирии. Изд-во ГГИ БФАН СССР.
- Олли А. И., Романов В. А. 1960. Доордовикская история тектонического развития Южного Урала. Изд-во ГГИ БФАН СССР, № 7.

- Осипова А. И. 1945. Верхнепалеозойский флиш р. Юрюзани. БМОИП, отд. геол., т. XX (3—4).
- Осипов С. С. 1933. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Уфимского плато. «Пробл. сов. геологии», т. II, № 4.
- Осипов С. С. 1934. О Стерлитамакском месторождении нефти. Информ. сб. НГРИ.
- Ососков П. А. 1890. О возрасте пород яруса пестрых мергелей в Самарской и Уфимской губерниях. Проток. засед. VIII съезда русских естествоисп. и врачей, отд. 4. Геол. и минералог.
- Очев В. Г. 1960. К стратиграфии континентальных триасовых отложений востока Европейской части СССР. Уч. зап. СГУ, т. 74.
- Павлинов В. Н. 1936. О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Кураганского района в Южном Урале. Тр. МГРИ, т. I.
- Павлинов В. Н. 1937. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. Тр. МГРИ, т. IX.
- Павлинов В. Н. 1939. Краткая геологическая история и геоморфология южной части Башкирского Урала. Тр. МГРИ, т. XIII.
- Павлинов В. Н. 1947. Новые данные о строении палеозойского массива Шайтан-Тау на Южном Урале. Вопр. теоретич. прикл. геол., сб. 4. Изд-во МГРИ.
- Павлов А. П. 1886. Аммониты зоны *Aspidoceras acanticum* Восточной России. Тр. Геол. ком., т. II, № 3.
- Павлов А. П. 1898—1899. Юрские отложения. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. III, отд. III. Обзоры литературы. Новая Александрия.
- Палицын Н. Д. 1938. Геохимическое исследование пород Ишимбаевского месторождения нефти. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 101.
- Палицын Н. Д. 1939. Результаты геохимического изучения артинских карбонатных пород Ишимбаевского месторождения нефти. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 115.
- Паллас П. С. 1773. Путешествия по разным провинциям Российской империи, ч. I, С.-Пб. Имп. АН.
- Палант И. Б. 1958. Стратиграфическое сопоставление разрезов верхнепермских красноцветных отложений по острокодам. Докл. АН СССР, т. 119, № 1.
- Палант И. Б. 1959. Остракоды уфимской свиты и красноцветных отложений казанского яруса Северо-Западной Башкирии. БМОИП, отд. геол., т. XXXIV, № 5.
- Пенинский Д. Д. 1940. Геологический очерк северной части Восточно-Орского района. Кобальтоносные руды Урала. Тр. ВИМС, вып. 167.
- Пейве А. В. 1956. Общая характеристика, классификация и пространственное положение глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Пересветов А. 1933. О нахождении грязевых сопков в Средне-Волжском крае. «Природа», № 5—6.
- Петренко А. А. 1932. Геология северо-восточной части Орского района (восточный склон Южного Урала). Тр. ГГРУ, вып. 250.
- Петренко А. А. 1933. К открытию бокситов в Орском районе. «Пробл. сов. геологии», № 9, т. IV.
- Петренко А. А. 1936. Об условиях образования осадков эпохи континентального выветривания Приорского района. «Пробл. сов. геологии», № 3.
- Петренко А. А., Кипарисова Л. Д., 1937. Очерк по стратиграфии каменноугольных отложений западного склона Южного Урала. Стратиграфия каменноугольных отложений окрестностей дер. Яхья. БМОИП, отд. геол., т. XV, № 2.
- Петренко А. А., Кипарисова Л. Д., 1937а. Очерки стратиграфии каменноугольных отложений западного склона Южного Урала. Стратиграфия каменноугольных отложений р. Усуйли. БМОИП, нов. сер., т. XLV, отд. геол., т. XV (6).
- Петренко А. А. 1939. Геологический очерк Орско-Домбаровского промышленного района. Зап. Всеросс. мин. об-ва, сер. 2, т. LXVIII.
- Петренко А. А. 1940. Исследование угленосных отложений на Южном Урале (Краткий обзор научных работ института за 1939 г.). Тр. ГИН АН СССР, вып. 53.
- Петренко А. А. 1941. Нижнекаменноугольные отложения Северных Мугуджар и перспективы их угленосности. «Сов. геология», № 4.
- Петренко А. А. 1942. Стратиграфия и угленосность Домбаровского месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1—2.
- Петренко А. А. 1949. Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала. БМОИП, отд. геол., т. XXIV (1).
- Петренко А. А. 1953. Геологическое строение Северных Мугуджар (Казакская часть Южного Урала). Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 1.
- Петрова И. А. 1959. Магматизм и история развития южной части Западно-Уральского прогиба. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7.
- Познер В. М., Кирина Т. И., Порфирьев Г. С. и др. 1957. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтеносной области. Тр. ВНИГРИ, вып. 10.
- Покровская И. М. 1950. Пыльцевой анализ. Госгеолиздат.
- Покровская И. М. и коллектив авторов. 1956. Атлас олигоценых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. Госгеолиздат.

- Покровская И. М. и коллектив авторов. 1956а. Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. Госгеолтехиздат.
- Поленова Е. Н. 1955. Остракоды девона Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 37.
- Поляков К. В. 1931. Минеральное сырье и энергетические ресурсы Халиловского района и прилежащих к нему территорий Средне-Волжского края, Башкурдистана и Казахстана. Госиздат.
- Пономаренко А. Т. 1947. Общее описание юго-западной части Южно-Уральского бассейна. Тр. Гос. союз. геол.-разв. треста «Южуралуглеразведка», вып. 1.
- Попов Е. Е. 1916. Следы плиоцена в Уфимском и Бирском уездах Уфимской губ. Прилож. к протоколу засед. Казан. об-ва естествоисп., № 330.
- Порфирьев Г. С. 1937. О стратиграфическом значении нижнепермских кораллов Башкирии и Среднего Урала. «За Башкирскую нефть», № 6.
- Потулова Н. В. 1930. Верхнесилурийские отложения р. Белой (Южного Урала). Изв. ГГРУ, № 1.
- Преображенский Н. А. 1941. Геоморфологический очерк западного склона Южного Урала. Тр. Геол. упр. Баш. АССР, вып. 2.
- Преображенский Н. А., 1941а. Опыт сопоставления четвертичных отложений русской равнины. Тр. Геол. упр. Баш. АССР, вып. 2.
- Преображенский Н. А. 1948. К вопросу об истории эпейрогенических колебаний Южного Урала и Приуралья. Мат-лы по геоморфол. Урала, вып. 1. Госгеолиздат.
- Пустовалов Л. В. 1937. Условия осадконакопления в верхнепермскую эпоху. «Пробл. сов. геологии», т. VII, № 11.
- Пчелинцев В. Ф. 1914. Юрские отложения Уральской области и Оренбургской губернии. Тр. Петрогр. об-ва естествоисп., т. XLV, вып. 1, протоколы заседания, № 4.
- Пэрна А. Я. 1912. Палеозой восточного склона Урала между г. Верхнеуральском и Магнитной станцией. Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 4.
- Пэрна А. Я. 1915. Годовой отчет об исследованиях на Южном Урале летом 1914 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIV.
- Пэрна А. Я. 1923. Кораллы из нижнекаменноугольных отложений восточного склона Южного Урала. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 175.
- Раабен М. Е. 1957. К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 117, № 6.
- Разумовская Е. Э. 1937. К истории рельефа северо-восточной части Орского Урала. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 69, вып. 1.
- Разумовская Е. Э. 1937а. Геология южной части Южного Урала (район Орска, Халилова и Блявы). Уральская экскурсия, южн. маршрут.
- Разумовская Е. Э. 1941. Нижний силур (ордовик). Сб. «Геологическое строение Орско-Халиловского района». Госгеолиздат.
- Разумовская Е. Э. 1941а. Палеонтологически неопределенные свиты нижнего палеозоя. Сб. «Геологическое строение Орско-Халиловского района». Госгеолиздат.
- Разумовский Н. К., Хабаков А. В. 1941. Полезные ископаемые. Сб.: «Геологическое строение Орско-Халиловского района». Госгеолиздат.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1935. О нижнепермском возрасте отложений *Pseudofusulina lutugini Schellw.* на западном склоне Урала. БМОИП, отд. геол., т. XIII, № 1.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1936. К вопросу стратиграфического значения верхнепалеозойских фораминифер. Изв. АН СССР, № 1, сер. геол.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1936а. О фузулинидах и стратиграфическом расчленении нефтеносных известняков Стерлитамакского района. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 1 (X), № 7 (84).
- Раузер-Черноусова Д. М. 1937. О фузулинидах и стратиграфии верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала. БМОИП, отд. геол., т. XV (5).
- Раузер-Черноусова Д. М. 1938. Верхнепалеозойские фораминиферы Самарской Луки и Заволжья. Тр. ГИН АН СССР, т. VII.
- Раузер-Черноусова Д. М., Беляев Г. и Рейтлингер Е. 1938. Верхнепалеозойские фораминиферы Печорского края. Тр. Поляркома АН СССР, вып. 28.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1940. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид. Тр. ГИН АН СССР, вып. 7.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1943. К стратиграфии и палеографии визейского и намюрского ярусов центральной части Русской платформы и Южного Приуралья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Рейтлингер В. А. 1954. Что дает изучение разреза Донбасса для стратиграфии намюрских и башкирских отложений Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Решения Всесоюзного совещания по выработке общей унифицированной схемы стратиграфии девонских отложений Русской платформы и западного склона Урала, состоявшегося во ВНИГРИ в 1951 г. Госоптехиздат, 1951.

- Решения Межведомственного совещания по унификации стратиграфических схем Урала. Свердловск, 1956.
- Решения Совещания по уточнению унифицированных схем палеозоя Волго-Уральской нефтеносной провинции, состоявшегося в Москве во ВНИГНИ с 12 по 20 февраля 1960 г.
- Решетников Н. Ф. 1960. К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Башкирского Урала. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Южного Урала, вып. 2. Госгеолтехиздат.
- Рождественская А. А. 1954. О верхней границе живетского яруса в Западной Башкирии по фауне остракод. Докл. АН СССР, т. 99, № 3.
- Рождественская А. А. 1958. Сопоставление среднедевонских отложений западного склона Южного Урала, Предуральского прогиба и платформенной части Башкирии по фауне остракод. Вопр. геол. и нефт. девонских отложений Западной Башкирии и смежных областей. Изд-во ГГИ БФАН СССР.
- Рождественская А. А. 1961. Остракоды среднего девона западного склона Южного Урала и Предуральского прогиба и их стратиграфическое значение. Девонские отложения Башкирии, ч. 1. Стратиграфия. Изд-во АН СССР.
- Рождественский А. П., Данукалов Н. Ф., 1959. Основные черты структурно-тектонического плана северо-восточной части Башкирии и нахождение их в рельефе. Вопр. геоморф. и геол. Башкирии, т. 2, Уфа. Изд-во Башк. ФАН СССР.
- Розанов А. Н. 1906. К вопросу о подразделении так называемых виргатовых слоев окрестностей Москвы. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. VIII, вып. 6—7.
- Розанов А. Н. 1914. Геологические исследования залежей фосфоритов в юго-западной части Самарской губ., в северо-восточной части Уральской обл. и в западной части Оренбургской губ. Тр. Комис. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов, сер. 1, т. V.
- Розанов А. Н. 1918. К вопросу о возрасте альтерновых слоев в Средней России. Изв. Геол. ком., т. XXXVII, № 9—10.
- Розанов А. Н. 1923. О зональной классификации отложений нижневолжского яруса Симбирской губернии. Изв. Геол. ком., т. 1.
- Розанов А. Н. 1927. Юрские и валанжинские фосфориты Сурско-Мокшинской обл., Среднего Поволжья и Общего Сырта. Фосфориты СССР. Изд. Геол. ком.
- Розанов Л. Н. 1957. Тектоническое районирование Башкирской АССР. «За Башкирскую нефть», № 2.
- Розанов Л. Н. 1957а. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Госгеолтехиздат.
- Розе Г. 1845. О горных породах Урала. Извлечение из сочинений Густава Розе. «Горн. журнал», т. 3, кн. 5, 9.
- Руженцев В. Е. 1931. Аммонии сакмарского яруса и их стратиграфическое значение. Пробл. палеонт., т. IV.
- Руженцев В. Е. 1933. О некоторых нижнепермских аммоноидеях Актюбинского района. БМОИП, отд. геол., т. XI (9).
- Руженцев В. Е. 1936. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актюбинской обл. «Пробл. сов. геологии», № 6.
- Руженцев В. Е. 1936а. Несколько слов о дизъюнктивных мульдах. «Пробл. сов. геологии», т. V (т. VI), № 2.
- Руженцев В. Е. 1936б. К вопросу о стратиграфии верхнего палеозоя Актюбинской и Оренбургской областей. «Пробл. сов. геологии», № 1.
- Руженцев В. Е. 1936в. Палеонтологические заметки о каменноугольных и пермских аммоноидеях. «Пробл. сов. геологии», № 12.
- Руженцев В. Е. 1937. Проблема карбона и перми. БМОИП.
- Руженцев В. Е. 1937а. Краткий очерк стратиграфии верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской области. БМОИП, нов. сер., т. XLV, отд. геол., т. XV (3).
- Руженцев В. Е. 1939. Два новых вида рода *Propinacoceras gemmellaro*. Докл. АН СССР, т. XXIV, № 8.
- Руженцев В. Е. 1939а. Новый род *Synastinskia* из семейства Medicettidae. Докл. АН СССР, т. XXV, № 5.
- Руженцев В. Е. 1940. Новый представитель рода *Artinskia* из артинского яруса. Докл. АН СССР, т. XXVIII, № 5.
- Руженцев В. Е. 1940а. Опыт естественной систематики некоторых верхнепалеозойских аммонитов. Тр. Палеонт. ин-та, т. XI, вып. 3.
- Руженцев В. Е. 1940б. О семействе *Adrianitidae* Schindewolf. Докл. АН СССР, т. XXVI, № 8.
- Руженцев В. Е. 1940в. К вопросу о таксономическом положении верхнепалеозойских аммонитов. Докл. АН СССР, т. XXVIII, № 3.
- Руженцев В. Е. 1950. Верхнекаменноугольные аммониты Урала. Тр. Палеонт. ин-та, т. 29.

- Румянцева Н. А. 1960. О возрасте и объеме бетринской свиты Южного Урала. ВСЕГЕИ. Информ. сб., № 27.
- Румянцева Н. А. 1962. Ордовикско-силурийский вулканизм на западном склоне Среднего и Южного Урала и перспективы алмазности западноуральской формации щелочных бацитолоидов. УФАН СССР.
- Рябинина В. Н. и Дорофеева Н. Д. 1932. Аша-Миньярский район Тр. ВГРО, вып. 134.
- Сазонов Н. Т. 1951. О некоторых малоизученных аммонитах нижнего мела. БМОИП, нов. сер., т. LVI, отд. геол., т. XXVI, вып. 5.
- Сазонов Н. Т. 1953. Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений Русской платформы, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин. БМОИП, нов. сер., т. LVIII, отд. геол., т. XXVIII, вып. 5.
- Сазонов Н. Т. 1954. Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений Русской платформы. БМОИП, нов. сер., т. LIX, отд. геол., т. XXIX, вып. 3.
- Саркисян С. Г. 1949. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. Изд-во АН СССР.
- Саркисян С. Г. и Теодорович Г. И. 1949. Обзор фаций девонских отложений Волго-Уральской области. «Сов. геология», сб. 38.
- Саркисян С. Г. и Теодорович Г. И. 1955. Основные черты палеогеографии девонской эпохи Урало-Волжской области. Тр. ин-та нефти АН СССР.
- Селивановский Б. В. 1933. К геологии юрских отложений хр. Сарыгул. Зап. Всеросс. мин. об-ва, т. XLIII, вып. 1.
- Селивановский Б. В. 1934. Юрские отложения бассейна р. Бурты и некоторых прилегающих пунктов. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 94, кн. 1, вып. № 3.
- Семенов В. П. 1896. Новые данные к фауне юрских отложений Оренбургской губ. Тр. С-Петербур. об-ва естествоисп., отд. геол. и минер., т. XXIV, № 4.
- Семихатова Л. И. 1929. О находке верхнего мела в Стерлитамакском кантоне Башкирской республики и о некоторых особенностях рельефа данной местности. БМОИП, отд. геол., т. XII, № 3.
- Семихатова С. В. 1934. Отложения московской эпохи в Нижнем и Среднем Поволжье и положение московского яруса в общей схеме напластований каменноугольной системы в СССР. «Пробл. сов. геологии», № 8.
- Семихатова С. В. 1936. Материалы к стратиграфии нижнего и среднего карбона Европейской части СССР. БМОИП, нов. сер., т. XLIV, отд. геол., т. XIV (3).
- Семихатова С. В. 1947. Подтрицитовые слои верхнего карбона. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LVIII, № 9.
- Семихатова С. В. 1947а. Московский ярус на западном склоне Урала и особенности его фауны. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Сергиевский В. М. 1936. Петрографический очерк пород Кизило-Уртазымского района. Тр. ЦНИГРИ, вып. 59.
- Сергиевский В. М. 1941. Петрология. Сб. «Геологическое строение Орско-Халиловского района». Гостеолитиздат.
- Сергиевский В. М. 1948. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. Мат-лы ВСЕГЕИ, общ. сер., № 8.
- Сермягин В. А. 1938. Литологическая характеристика известняков Ишимбаевского месторождения нефти. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 101.
- Сермягин В. А. 1939. Литология рифовых известняков верхнего палеозоя западного склона Урала. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 115.
- Сигов А. П. 1954. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири. БМОИП, нов. сер., т. LIX, отд. геол., т. XXIX, вып. 2.
- Синцов И. Ф. 1871. Мезозойские образования Общего Сырта и некоторых прилегающих местностей. Тр. Об-ва естествоисп. при Казанск. ун-те, т. 1, отд. 2.
- Синцов И. Ф. 1888. Об Оренбургско-Самарской юре. Зап. Новоросс. об-ва естествоисп., т. XIII, вып. 1.
- Синцов И. Ф. 1890. Об Оренбургско-Самарской юре. Статья вторая (описание окаменелостей). Зап. Новоросс. об-ва естествоисп., т. XV, вып. 1.
- Скрипиль В. И., Недождогин М. С., Сибирская Н. А. 1960. Основные черты геологического строения Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Южного Урала.
- Смирнова О. П. 1932. Строение осадочной толщи. Сб. «Халиловские месторождения никелевых руд». Мат-лы по геол. и пол. ископ. Средне-Волжского края, вып. 1.
- Смирнова Т. А., Смирнова Г. А. 1960. Основные черты палеогеографии Урала в фаменский век. Докл. АН СССР, т. 135, № 4.
- Соколов Б. С. 1952. Табуляты палеозоя Европейской части СССР, ч. IV. Девон Русской платформы и Западного Урала. Тр. ВНИГРИ.
- Соколов Д. Н. 1901. К геологии окрестностей Илецкой Защиты. Статья первая. Изв. Оренб. отд. Русск. географ. об-ва, вып. XVI.

- Соколов Д. Н. 1903. К геологии окрестностей Илецкой Защиты. Статья вторая. Изв. Оренб. отд. Русск. географ. об-ва, вып. XVIII.
- Соколов Д. Н. 1903а. Ближайший к Оренбургу островок юры. Изв. Оренб. отд. Русск. географ. об-ва, вып. XVIII.
- Соколов Д. Н. 1905. К геологии окрестностей Илецкой Защиты. Статья третья. Изв. Оренб. отд. Русск. географ. об-ва, вып. XIX.
- Соколов Д. Н. 1906. Геологические исследования в юго-западной части 130-го листа. Изв. Геол. ком., т. XXV, № 10.
- Соколов Д. Н. 1908. Геологические исследования в юго-восточной части 130-го листа геологической карты Европейской России. Изв. Геол. ком., т. XXVII, № 6.
- Соколов Д. Н. 1908а. О древнейших ауцеллах. Изв. Геол. ком., т. XXVII.
- Соколов Д. Н. 1908б. Геологические исследования в Зауральской части 130-го листа. Изв. Геол. ком., т. XXVII.
- Соколов Д. Н. 1910. Геологические исследования в западной части 130-го листа. Изв. Геол. ком., т. XXIX.
- Соколов Д. Н. 1912. Геологические исследования в центральной части 130-го листа. Изв. Геол. ком., т. XXXI.
- Соколов Д. Н. 1918. Геологическое исследование залежей фосфоритов в южной части Оренбургской и смежных Уральского и Актюбинского уездов. Тр. Комис. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов, сер. 1, т. VIII.
- Соколов Д. Н. 1921. Оренбургская юра. Геология России, т. III, ч. II, вып. 8.
- Соколов Г. А. 1935. Геологические исследования в районе бассейна р. Б. Караганки и верховьев р. Суундука (Урало-Тобольский водораздел). Тр. ЦНИГРИ, вып. 56.
- Соколов Г. А. 1938. Геолого-геохимические исследования хромитоносного массива Южного Крака. Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, вып. IX.
- Соколова Е. И. 1939. К стратиграфии верхнеюрских отложений Урало-Эмбенской области. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 114, ГОНТИ.
- Солонцов Л. Ф. 1954. К вопросу о стратиграфическом расчленении девонских отложений Урало-Волжской области и смежных территорий. Докл. АН СССР, т. 95, № 6.
- Солонцов А. Ф. и Клевцова А. А. 1961. К вопросу о возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 139, № 3.
- Сошкина Е. Д. 1939. Верхнедевонские кораллы *Rugosa* Урала. Тр. Палеонт. ин-та, т. IX, вып. 2.
- Сошкина Е. Д., Добролюбова Т. А. и Порфирьев Г. С. 1941. Пермские *Rugosa* Европейской части СССР. Палеонтология СССР, т. V, ч. 3, вып. 1.
- Сошкина Е. Д. 1949. Девонские кораллы *Rugosa* Урала. Тр. Палеонт. ин-та, т. XV, вып. 4.
- Спаский Н. Я. 1955. Кораллы *Rugosa* и их значение для стратиграфии среднего девона западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 90.
- Степанов Д. Л. 1938. О кладохонусовых известняках Ишимбаево-Стерлитамакского района. «За Башкирскую нефть», № 1—2.
- Степанов Д. Л. 1939. О стратиграфическом значении верхнекаменноугольных и нижнепермских брахиопод. Докл. АН СССР, т. XXV, № 9.
- Степанов Д. Л., Гусева С. Н. 1939. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений района среднего течения р. Зигана (Башкирия). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 115.
- Степанов Д. Л. 1941. Верхний палеозой Башкирской АССР. Тр. НГРИ, вып. 20, нов. сер.
- Степанов Д. Л. 1948. Верхнекаменноугольные брахиоподы Башкирии. Тр. НГРИ, нов. сер., вып. 22.
- Степанов Д. Л. 1959. Каменноугольная система и ее основные стратиграфические подразделения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Страхов Н. М. 1934. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes Ponderi*. БМОИП, отд. геол., т. XII (2).
- Страхов Н. М., Осипов С. С. 1935. Битуминозные породы р. Юрюзани. ЕМОИП, нов. сер., т. XLIII, отд. геол., т. XIII (1).
- Страхов Н. М. 1939. Доманиковая фация Южного Урала. Тр. ГИН, вып. 16, геол. сер., № 6.
- Страхов Н. М. 1946. Основные вопросы геологии кунгурских отложений Башкирского Приуралья. «Сов. геология», № 9.
- Страхов Н. М. 1947. Геология кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. Мат-лы к позн. геол. строения СССР, нов. сер., вып. 5.
- Страхов Н. М. 1947а. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. Мат-лы по геол. строению СССР. Изд. МОИП, вып. 5 (9), ч. 1.
- Страхов Н. М. 1947б. Геохимия кунгура Ишимбаевского нефтеносного района, ч. 1 (стратиграфия и тектоника). Изд-во МОИП.
- Струве Н. В. 1959. Магматизм и история развития Магнитогорского краевого прогиба. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 16.

- Сулин В. А., Варов А. А. 1932, 1933. Нефтяные месторождения рифовых фаций известняков на Урале. «Нефтяное хозяйство», № 11, № 1.
- Схема стратиграфии и корреляции среднего и верхнего девона Волго-Уральской нефтеносной провинции (принята Межведомственным совещанием геологов Волго-Уральской провинции 21 января 1959 г. в г. Уфе). 1959. Изд-во ГТИ Баш. ФАН СССР.
- Схема стратиграфии девонских отложений Волго-Уральской нефтеносной провинции, Уфа, 1959.
- Теодорович Г. И. 1935. К геологии среднего и верхнего карбона западного склона Южного Урала. БМОИП, нов. сер., т. XIII, (1).
- Теодорович Г. И. 1935а. К литологии девонских отложений западного склона Южного Урала. Зап. Мин. об-ва, ч. 64, вып. 2.
- Теодорович Г. И. 1936. Некоторые вопросы стратиграфии каменноугольных отложений западного склона Южного Урала. «Пробл. сов. геологии», № 7.
- Теодорович Г. И. 1938. К вопросу о литологии доломитовых отложений Южного Урала. «Сов. геология», № 5.
- Теодорович Г. И. 1939. Хоперские слои в Орско-Халиловском районе. Докл. АН СССР, т. XXV, № 4.
- Теодорович Г. И. 1939а. Пресноводный верхний плиоцен в Орско-Халиловском районе. «Сов. геология», № 4—5.
- Теодорович Г. И. 1940. К вопросу о так называемом континентальном меле Орско-Халиловского района. БМОИП, отд. геол., т. XVIII, № 5—6.
- Теодорович Г. И. 1941. К литологии известняково-кремнисто-глинистой толщи турне—визе Аккермановско-Хабарнинского района (Южный Урал). Изв. АН СССР, сер. геол., 2.
- Теодорович Г. И. 1942. Миграция верхнепалеозойских фаун Башкирии. Докл. АН СССР, т. XXXVI, № 9.
- Теодорович Г. И. 1942а. Покрывающие юрские отложения Халиловского района железорудных месторождений. В кн. «Халиловские месторождения железных руд». Тр. ГИН АН СССР, вып. 67.
- Теодорович Г. И. 1945. Башкирский ярус среднего карбона и его подразделения. Докл. АН СССР, т. 49, № 2.
- Теодорович Г. И. 1945а. Башкирский ярус среднего карбона. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Тимергазин К. Р. 1937. К стратиграфии и литологии каменноугольных и артинских отложений Туймазинского месторождения нефти Баш. АССР по материалам глубоких скважин. «За Башкирскую нефть», № 7.
- Тимергазин К. Р. 1940. Геологическое строение и нефтеносность Туймазинского района. «Восточная нефть», № 5—6.
- Тимергазин К. Р. 1951. О метаморфических породах фундамента платформы, вскрытых Чеканской скважиной № 1. «Башкирская нефть», № 3.
- Тимергазин К. Р. 1952. Доживетские отложения Западной Башкирии. Сб. «Девон Русской платформы». Госоптехиздат.
- Тимергазин К. Р. 1953. О значении находки галек джеспилита в Западной Башкирии. Докл. АН СССР, т. 91, № 4.
- Тимергазин К. Р. 1957. Кристаллический фундамент Западной Башкирии. «Геология нефти», № 6.
- Тимергазин К. Р. 1957а. Кристаллические породы фундамента Западной Башкирии. Вопр. геоморф. и геол. Башкирии, сб. № 1, Уфа. Изд-во Баш. ФАН СССР.
- Тимергазин К. Р. 1959. Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа.
- Тихвинская Е. И. 1932. К стратиграфии и тектонике верхнего палеозоя по среднему течению р. Зиган. Тр. СОПС. Мат-лы по геол. Баш. АССР, вып. 1.
- Тихвинская Е. И. 1933. О возрасте так называемого уфимского яруса и стратиграфическом значении медистых песчаников. Зап. Всеросс. мин. об-ва, сер. 2, ч. LXII, вып. 2.
- Тихвинская Е. И. 1948. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 106, кн. 4.
- Тихий В. Н. 1948. Нижний (?) и средний девон Поволжья и Заволжья. Изд-во АН СССР, т. 61, № 5.
- Тихий В. Н. 1953. Стратиграфия отложений девона Среднего Поволжья и Заволжья. Сб. «Девон Русской платформы».
- Тихий В. Н. 1955. Новые данные по стратиграфии и геологической истории девона Волго-Уральской области. Тр. Совещ. по пробл. нефтегаз. Урало-Поволжья. Изд-во АН СССР.
- Тихий В. Н. 1951. Волго-Уральская нефтеносная область, девонские отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 106.
- Тихонович Н. Н. 1905. Геологический очерк центральной и западной частей Актюбинского уезда Тургайской области. Изв. Геол. ком., т. XXIV, № 4.

- Тихонович Н. Н. 1905а. Некоторые черты природы степей Тургайской и Уральской обл. Изв. Оренб. отд. Русск. географ. об-ва, т. XIX.
- Тихонович Н. Н. и Винокуров А. Н. 1905. К геологии Приилекского края. *Bull. de la Soc. des Naturalistes de Moscow*, т. XIX, № 4.
- Тихонович Н. Н. 1907. Годовой отчет о геологических исследованиях в восточной части 141-го листа (Южного Урала). Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. за 1906 г. Изв. Геол. ком., т. XXVI.
- Тихонович Н. Н. 1908. Годовой отчет о работах по съемке северо-восточной части 141-го листа. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. за 1907 г. Изв. Геол. ком., т. XXVII.
- Тихонович Н. Н. 1911. Общий обзор геологического строения и водоносности Актюбинского уезда. Изд. Пересел. упр. Тургайской обл. Оренбург.
- Тихонович Н. Н. 1912. Очерк природы, геологического строения и полезных ископаемых в районе тяготения грузов Оренбург-Орской ж. д. В кн.: «Район ж. д. Оренбург—Орск в экономич. отношении». Изд. Мин. путей сообщ.
- Тихонович Н. Н. 1918. Годовой отчет об исследованиях в угленосных районах Урала. Изв. Геол. ком., т. XXXVII.
- Толмачев И., Тихонович И., Мамонтов В. 1913. Геологическое описание и полезные ископаемые района проектируемой Южно-Сибирской ж. д. Изд-во Мин. пуг. сообщ.
- Толстихина М. М. 1931. Некоторые данные о новейшей геологической истории Уфимского плато. Изв. ВГО, т. L, вып. 86.
- Толстихина М. М. 1934. Каменноугольные отложения Онего-Двинского междуречья. Зап. Всеросс. мин. об-ва, т. LXIII, № 2.
- Толстихина М. М. 1937. Ашинский завод. Пермская экскурсия. XVII Междунар. геол. конгр., южн. маршрут.
- Тризна В. Б. 1939. Новые виды мшанок семейств Fenestellidae и Acanthocladidae предгорной полосы Башкирии. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 115.
- Трофимук А. А., Виссарионова А. Я. 1936. К стратиграфии и литологии Аллагуатского разведочного участка. «За Башкирскую нефть», № 5—7.
- Трофимук А. А. и Дубровин А. Н. 1936. О природе нефтеносных известняковых массивов Ишимбая. «Пробл. сов. геологии», № 11, 1936, то же «За Башкирскую нефть», № 2.
- Тюлина Л. Н. 1931. О явлениях, связанных с почвенной мерзлотой и морозным выветриванием на горе Иремель (Южный Урал). Изв. Геол. об-ва, т. LXIII, вып. 2—3.
- Тяжева А. П. 1937. К изучению третичных отложений планшетов 121, 131, 141 и 151 пятиверстной карты Урала. Тр. Баш. геолтреста, вып. 5.
- Тяжева А. П. 1940. К стратиграфии франских отложений района рек Ишелька—Сикияз и среднего течения р. Ай (Южный Урал). «Сов. геология», № 11.
- Тяжева А. П. 1940а. Стратиграфия каменноугольных отложений района рек Мендым, Усолка, Бриш и Туманы. В сб. «Очерки по стратиграфии Южного Урала». Башгосиздат, Уфа.
- Тяжева А. П. 1951. Стратиграфия средне- и верхнедевонских отложений бассейнов рек Нугуш и Белой. БМОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 6.
- Тяжева А. П. 1958. Стратиграфия среднедевонских и франских отложений западного склона Южного Урала. Вopr. геол. и нефт. девонских отложений Зап. Башкирии и смежных областей. Изд. ГГИ БФАН СССР.
- Тяжева А. П. 1961. Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. Девонские отложения Башкирии, ч. 1. Стратиграфия. Изд-во АН СССР.
- Узнадзе-Дгебуадзе М. Д. 1948. Эоценовая флора Южного Урала. Тр. ГИН АН Груз. ССР, сер. геол., т. IV (IX).
- Унифицированная стратиграфическая схема по карбону Волго-Уральской области. 1960. Госгеолтехиздат.
- Успенский Б. А. 1955. К петрографии кристаллического фундамента на территории Второго Баку. Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 115, кн. 10, Казань.
- Флоренский В. П. 1951. К вопросу о петрографических особенностях кристаллических пород основания Русской платформы по наблюдениям в западной части Башкирской АССР. Докл. АН СССР, т. 79, № 6.
- Флоренский В. П. 1952. Роговообманковые породы амфиболитового типа в докембри Западной Башкирии. Докл. АН СССР, т. 86, № 4.
- Флоренский В. П. и Лапинская Г. А. 1952. Материалы по петрографии архейских пород центральной и восточной частей Русской платформы по результатам глубокого бурения. Докл. АН СССР, т. 83, № 1.
- Флоренский В. П., Лапинская Г. А. 1952а. О кристаллических породах основания Русской платформы по данным глубокого бурения. «Нефтяное хозяйство», № 8.

- Флоренский В. П. и Лапинская Т. А. 1953. О микроклинизации в докембрийских породах восточной части Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 89, № 4.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А. 1953а. О составе тяжелых фракций докембрийских пород восточной части Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 92, № 3.
- Флоренский В. П. и Лапинская Т. А. 1953б. Некоторые вопросы петрографии докембрия Русской платформы на примере его изучения в западной части БАССР. БМОИП, отд. геол., т. 28 (6).
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А. 1954. О некоторых вопросах формирования докембрийских пород восточной части Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 95, № 2.
- Флоренский В. П. и Лапинская Т. А. 1954а. О возрасте докембрийских пород восточной части Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 97, № 5.
- Флоренский В. П. 1955. Протерозойские сланцы и железистые кварциты востока Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 105, № 5.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А. 1956. Стратиграфическое соотношение основных серий докембрийских пород Волго-Уральской нефтеносной области. «Нефтяное хозяйство», № 5.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. 1958. Докембрийские кристаллические породы Татарского свода. Докл. АН СССР, т. 117, № 2.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. 1959. Некоторые итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтеносной области. Тр. МИНХ и ГП, вып. 24.
- Формозова Л. Н. 1947. К вопросу о возрасте коры выветривания на Южном Урале. БМОИП, отд. геол., т. XXII, № 2.
- Формозова Л. Н. 1949. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья. БМОИП, нов. сер., т. IV, отд. геол., т. XXIV, вып. 4.
- Форш Н. Н. 1955. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 92.
- Фредерикс Г. Н. 1932. Верхний палеозой западного склона Урала. Тр. ГРУ, вып. 106.
- Фредерикс Г. Н., Емельянцева Т. 1932. Тектоника Уфимского плато. Зап. Минер. об-ва, ч. 61, № 1.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б. 1961. Магматизм северной части Магнитогорского синклиория. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат.
- Хабаков А. В. 1934. Структурные особенности рельефа Оренбургской степи. Изв. Геогр. об-ва, т. 65, вып. 4.
- Хабаков А. В. 1935. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания на Южном Урале. Изв. Геогр. об-ва, т. 67, вып. 2.
- Хабаков А. В. 1941а. Тектоника. Сб. «Геологическое строение Орско-Халиловского р-на» под ред. Е. Э. Разумовской. Госгеолтехиздат.
- Хабаков А. В. 1941б. Доюрская кора выветривания. Сб. «Геологическое строение Орско-Халиловского района». Госгеолтехиздат.
- Хворова И. В. 1937. Среднекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах Южной Башкирии и Оренбургской обл. БМОИП, нов. сер., т. XLV, отд. геол., т. XV (1), вып. 6.
- Хворова И. В. 1939. Нижнекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах Южной Башкирии, Чкаловской обл. и Северного Казахстана. БМОИП, отд. геол., т. XVII, № 2—3.
- Хворова И. В. 1946. О новом роде водорослей из среднекаменноугольных отложений Подмосковского бассейна. Докл. АН СССР, т. III, № 8.
- Херасков Н. П. 1948. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. Изв. АН СССР, геол. сер., № 5.
- Херасков Н. П. и Милановский Е. Е. 1953. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. В кн.: «Памяти проф. Мазаровича». БМОИП.
- Ходалевиц А. Н. 1949. К стратиграфии силурийских и девонских карбонатных образований Среднего Урала. «Сов. геология», № 39.
- Ходалевиц А. Н. 1951. Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы Ивдельского и Серовского районов Свердловской области. Тр. СГИ, вып. XVIII.
- Хоментовский А. С. 1948. Предгорные впадины и угленосность. Тр. Геол. исслед. бюро ГУРУ МУП, сб. 11. Углетехиздат.
- Хоментовский А. С. 1950. Схема развития краевых прогибов (предгорных впадин) и особенности структуры Южно-Уральского бурогоугольного бассейна. Сб. «Геол. исслед. работы». Углетехиздат.
- Хоментовский А. С. 1951. Схема структурно-генетической классификации угленосных бассейнов. Сб. «Геол. исслед. работы». Углетехиздат.
- Хоментовский А. С. 1953. Новейшие движения земной коры в пределах некоторых соляных структур Южного Предуралья. БМОИП, отд. геол., т. XXVIII (4).

Чарыгин А. М. 1960. Геолого-петрографическая характеристика пород докембрийского фундамента Туймазинско-Александровского района. Тр. МИНХ и ГП, вып. 27. Геология нефтегазоносных районов СССР.

Челиков К. Р., Крестовников В. Н. и Кузнецов Г. А. 1947. Новые данные по девонским отложениям юго-восточной части Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 47, № 2.

Челиков К. Р. 1948. О возрасте уфимских отложений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Чердынцев В. А., Миртова А. В., Попов Е. Г., Тихвинская Е. Н. 1929. Краткий геологический очерк Белебеевского кантона БашАССР. «Хозяйство Башкирии», № 4—5.

Чернышева Н. Е. 1941. Новый род фораминифер из турнейских отложений Урала. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XXXII, № 1.

Чернышев Ф. Н. 1883. Контакты диабазов с осадочными породами на западном склоне Урала. Зап. С-Петербур. мин. об-ва, ч. 18.

Чернышев Ф. Н. 1884. Материалы к изучению девонских отложений в России. Тр. Геол. ком., т. 1, вып. 3.

Чернышев Ф. Н. 1885. Фауна нижнего девона западного склона Урала. Тр. Геол. ком., т. III, № 1.

Чернышев Ф. Н. 1886. Геологические исследования, произведенные в Уфимской губернии летом 1885 г. Изв. Геол. ком., т. V.

Чернышев Ф. Н., Карпинский А. П. и Тилло А. А. 1886. Орографический очерк Южного Урала. Тр. Геол. ком., т. III, № 2.

Чернышев Ф. Н. 1887. Поездка в Уфимскую и Вятскую губернии. Изв. Геол. ксм., т. 6.

Чернышев Ф. Н. 1887а. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала. Тр. Геол. ком., т. III, № 3.

Чернышев Ф. Н. 1888. Краткий отчет об исследованиях юго-западной части 128-го листа десятиверстной карты Европейской России. Изв. Геол. ком., т. VII.

Чернышев Ф. Н. 1889. Общая геологическая карта России. Лист 139. Тр. Геол. ком., т. III, № 4.

Чернышев Ф. Н. 1899. Об артинских и каменноугольных губках Урала и Тимана. Изв. АН СССР.

Чернышев Ф. Н. 1902. Верхнекаменноугольные брахиоподы Урала и Тимана. Тр. Геол. ком., т. XVI, № 2.

Чибрикова Б. В. 1954. Находки спор в бавлинской свите Башкирии. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XLV, № 5.

Чибрикова Е. В. и Рождественская А. А. 1959. Материалы по палеонтологии и стратиграфии девонских и более древних отложений Башкирии. Изд-во АН СССР.

Чиркова-Залесская Н. Ф. 1954. Ископаемые растения терригенного девона Урало-Поволжья. Докл. АН СССР, т. 94, № 1.

Чиркова-Залесская Н. Ф. 1954. Деление терригенного девона Урало-Поволжья на основании ископаемых растений. Изд-во АН СССР.

Чочиа Н. Г. 1950. Девон Уфимского амфитеатра. Геология Западного Урала. Изд. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 44.

Чураков А. Н. 1918. Отчет о съемке 140-го листа десятиверстной карты Европейской части СССР. (Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. за 1917 г.). Изв. Геол. ком., т. XXXVII.

Шамов Д. Ф. 1936. О распространении комплексов фузулинид по разрезам буровых скважин Ишимбаева, Кусяпкулова и других разведочных участков. «За Башкирскую нефть», № 4.

Шамов Д. Ф., Корженевский И. Д., Виссарионова А. Я. 1936. Стратиграфический очерк нефтеносных известняков Ишимбая на основе изучения фузулинид. «Пробл. сов. геологии», т. VI, № 9.

Шамов Д. Ф. 1940. О геологическом строении Ишимбаевского нефтеносного района. «Сов. геология», № 11.

Шарфман В. С. 1959. Стратиграфия и тектоника зеленокаменного синклиория Баймакского района Башкирии. «Сов. геология», № 8.

Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Мат-лы к позн. геол. строения СССР, нов. сер., вып. 2 (6), БМОИП.

Шахов Ф. Н. 1928. Материалы по геологии Таналык-Баймакского меднорудного района. Изв. Сиб. техн. ин-та, т. 49.

Штукенберг А. А. 1896. Геологические исследования в Южном Урале (предв. отчет). Изв. Геол. ком., т. XV.

Штукенберг А. А. 1898. Геологические исследования в Южном Урале, произведенные в 1897 г. (предв. отчет). Изв. Геол. ком., т. XVII, № 4.

Штукенберг А. А. 1899. Геологические исследования в Южном Урале, произведенные в 1898 г. Изв. Геол. ком., т. XVIII, № 6.

Штукенберг А. А. 1906. Отчет по произведенному в августе и сентябре 1906 г. осмотру источников водоснабжения станции проектируемой Уральско-Акмолинской ж. д. Изд-во Мин. пут. сообщ.

Шульга-Нестеренко М. И. 1941. Нижнепермские мшанки Урала. Палеонтология СССР, т. V, ч. 5, вып. 1.

Шумова С. Д. 1957. Применение биостратиграфического метода для расчленения татарского яруса причкаловского района. «Новости нефтяной техники», № 5.

Щукина Е. Н. 1948. Четвертичные отложения Среднего Урала. Тр. ГИН АН СССР, сер. геол., вып. 94, 29.

Эверсманн Э. А. 1840. Естественная история Оренбургского края, т. 1.

Эдельштейн И. И., Наумов А. Д. 1961. К вопросу о геологическом развитии Урало-Тобольского междуречья в мезо-кайнозойе в связи с общими условиями формирования месторождений выветривания. БМОИП, № 5.

Эйноор О. Л. 1953. Из геологических исследований на Южном Урале (бассейн р. Суундук). Сб. Киевск. гос. ун-та им. Т. Г. Шевченко, № 4.

Юшко Л. А. и Никифорова К. В. 1937. О четвертичных отложениях на Южном Урале в бассейне р. Белой. «За Башкирскую нефть», № 4—5.

Юшко Л. А. 1940. Четвертичные отложения Южной Башкирии (бассейн р. Белой). Тр. ГИН АН СССР, вып. 28, геол. сер., № 8.

Яковлев Д. И. 1926. Геологический разрез по р. Аю между дер. Лаклы и Разбойниковой. Изв. Геол. ком., т. 45, № 7.

Янишевский М. Э. 1910. Нижнекаменноугольный известняк около пос. Хабарного Орского уезда Оренбургской губернии. Изв. Томск. технолог. ин-та, т. XVII, № 1.

Яншин А. Л., Безруков П. Л., Фокин А. Г. 1933. Мезозойские и третичные отложения Южного Урала. Част. I—Стратиграфия. Часть II—Полезные ископаемые. Тр. НИУИФ.

Яншин А. Л., Безруков П. Л. и Фокин А. Г. 1934. Геология и полезные ископаемые мезозойских и третичных отложений Южного Урала. Агрономические руды СССР, т. III, ч. 2. Тр. НИУИФ, вып. 125.

Яншин А. Л. 1936. О распространении триасовых отложений на Урале и росте уральских надвигов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Яншин А. Л. 1937. Фосфориты западного склона Южного Урала. Агрономические руды, вып. 14, Тр. НИУИФ, вып. 138.

Яншин А. Л. 1943. Верхняя юра, мел и палеоген. Соляные купола Урало-Эмбенской обл., ч. II. Стратиграфия, гл. VIII. Изд-во АН СССР.

Яншин А. Л. 1948. Геологическая история Орского Урала в третичном периоде. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Яншин А. Л. 1953. Геология Северного Приаралья. Изд-во МОИП.

Яхимович В. Л. 1957. О структуре Предуральской депрессии в связи с изучением мезо-кайнозойских отложений. «Вопр. геоморф. и геол. Башкирии», сб. 1. Изд-во ГИ Баш. ФАН СССР.

Яхимович В. Л. 1958. Третичные отложения Западной Башкирии. Вопр. геол. восточ. окр. Русск. платф. и Южного Урала, вып. 1. Изд-во ГИ Баш. ФАН СССР.

Яхимович В. Л. 1958а. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений Северного Прикаспия. Вопр. геол. восточ. окр. Русск. платф. и Южного Урала, вып. 1. Изд-во ГИ Баш. ФАН СССР.

Яхимович В. Л. 1959. Южно-Уральский буроугольный бассейн. Кайнозой Башкирского Предуралья, т. 1, ч. 3. Изд-во ГИ Баш. ФАН, СССР.

Antipoff A. 1858. Die Kreideformation des südlichen Ural. Verhandl. Mineralog. gesellsch. st. Petersburg.

Dunbar C. O. 1940. The type Permian; its classification and correlation. Bul. Amer. Assoc. Petrolog. Geolog., vol. 24; No. 2.

Dunbar C. O. 1942. Artinskian series (Discussion). Bul. Amer. Assac. Petrolog. Geolog., vol. 26, No. 3.

Eiichwald E. 1868. Lathaea rossica ou Paleontologie de la Russie vol. II, Période moyenne Stuttgart.

Elias M. K. 1937. Carboniferous and Permian of the Southern Urals. Amer. Journ. Sci. New Haven Connecticut, 5 ser. vol. No. 196.

Eversman E. 1823. Reise von Orenburg nach Buchara, Berlin.

Fredericks G. 1932. Die Tektonik des Urals. Neues Jahrbuch für Mineralogie ete B. 67, Abt. B.

Hofmann E. I. 1863. Der Iura in der Umgegend von Ilezkaia Saschtschita im Orenburgischen Gouvernements, Verhandl. der Kaiserlichen Gesellsch. für die gesamte Mineralogie zu st. Petersburg.

Kuforga S. 1842. Beitrag zur Paleontologie Russlands. Verhandl. d. R-k Mineralog. Gesellsch. in Petersburg.

- Kutorga S. 1844. Zweiter Beitrag zur Paleontologie Russlands. Verhandl. d. Russ. Kais. Mineral. Gesellsch. zur st. Petersburg.
- Meyendorf A. K. 1826. Voyage d'Orenburg a'Boukara, faiten 1820, Paris.
- Miller A. K. 1938. Comparison of Permian ammonoid zones of Soviet Russia with those of North America Bul. amer. Assoc. of Petroleum Geologists., vol. No. 8.
- Murchison R. I. 1841. First sketch of some of the Principal results of a Second geological Survey of Russia. Philos. Mag., Ser. 3, vol. 19.
- Murchison R., Verneuil E. and Keyserling A. 1842. On the geological Structure of the central and Southern regions of Russia in Europe, and of the Ural mountains. Abs. Mem. read before the Geol. Soc. of London.
- Murchison R. I., Verneuil E. and Keyserling A. 1845. The Geology of Russia in Europe the Ural mountains. Vol. 1 Geology, London.
- Nöschel. 1852—1853. Geognostische Beiträge zur Kenntnis des Permischen Systems and Jura-Ablagerung in Orenburschen and Busulukschen Kreise des Orenburg. Gouvernements and Nikolajewschen Kreise des Saratowschen Gouvernements. Verhandl. Mineralog. Gesellsch.
- Pander H. I. 1826. Des Cription du pays compris entre Orenburg et Boukhara, Paris.
- Pavlov A. P. 1907. Enchainement des Aucelles et aucellines du cretace Russe. Nou mem. de la soc. imper des Natur. de Moscou, t. XVII (XXII), No. 1.
- Plummer F. B. 1937. Notes on the Correlation of Russian and Midcontinent Carboniferous and Permian ammonite zonem. Amer. Journal of Science, Fith. Ser., No. 198, vol. XXXIII.
- Sinzow I. F. 1899. Noticen über die Jura—Kreide and Neogenablagerungen der Gouvernements Saratow, Simbirsk, Samara and Orenburg, Odessa.
- Sokolov D. N. 1902. Veder einige Aucellen as Ost—Russland. Bul. de la Soc. des Natur. de Moscou, nouv. Ser. t. XVI, No. 3.
- Wangenheim v. Qualen. 1840. Geognostische Beiträge zur Kenntniss der Gebirgsformationen des westlichen Ural.
- Wangenheim v. Qualen. 1842. Übersicht geologischer Verhältnisse des Gouvernements Drenburg. Verhandl. d. R.-K. Mineralog. Gesellsch., (Jahrg, 1842).
- Wangenheim v. Qualen 1844. Kupfer Erze des Orenburgischen Gouvernements. Verhandl. Mineralog. Gesellsch.
- Wangenheim v. Qualen. 1851. Beiträge und Ergänzungen zu den geologischen Verhältnissen des Orenburgischen Gouvernements. Bull. de la Soc. de Natur. Moscou, t. XX, No. III, 1847; t. XXI, No. IV, 1847, t. XXIV.
- Zallesky M. D. 1936. Sur la Flore triassique de la riviere sourokai en Bachkirie.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>Д. Г. Ожиганов</i>	7
Глава I. История геологической изученности. <i>Л. С. Либрович</i>	9
Глава II. Физико-географическая и экономическая характеристика. <i>И. К. Кудряшев и М. Ф. Хисматов</i>	16
Глава III. Основные черты геологического строения. <i>Л. С. Либрович</i>	32
Глава IV. Стратиграфия	36
Докембрий. Общий обзор <i>Д. Г. Ожиганов</i>	36
Кристаллический фундамент платформенной части Башкирской АССР и Оренбургской области. <i>К. Р. Тимергазин</i>	42
Бавлинские отложения платформенной части Башкирской АССР и Оренбургской области <i>К. Р. Тимергазин</i>	48
Древние свиты западного склона Южного Урала <i>А. И. Иванов</i>	58
Белорецкий комплекс западного склона Южного Урала. <i>Д. Г. Ожиганов</i>	71
Метаморфические толщи хр. Урал-Тау. <i>Д. Г. Ожиганов</i>	78
Метаморфические толщи Урало-Тобольского водораздела. <i>К. И. Дворцова</i>	98
Палеозой	109
Кембрийская система	109
Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения западного склона Южного Урала. <i>А. В. Хабаков</i>	109
Ордовикские и силурийские системы (общий обзор). <i>Д. Г. Ожиганов</i>	116
Ордовикские и силурийские отложения восточной части западного склона, Приурал-Тауской зоны в границах Башкирской АССР. <i>Д. Г. Ожиганов</i>	122
Ордовикские и силурийские отложения восточной части западного склона Приурал-Тауская зона в границах Оренбургской области <i>А. В. Ключихин</i>	131
Силурийские отложения (Башкирская АССР и Оренбургская область). <i>О. А. Нестоянова</i>	137
Девонская система. Общий обзор <i>С. Н. Краузе</i>	143
Девонские отложения восточной части Русской платформы и Предуральского прогиба в границах Башкирии <i>М. Ф. Микрюков</i>	148
Девонские отложения восточной части Русской платформы в границах Оренбургской области <i>В. Н. Тихий</i>	160
Девонские отложения передовых хребтов западного склона <i>А. П. Тяжева</i>	169
Девонские отложения восточной части западного склона Южного Урала (Приурал-Тауская зона) <i>Д. Г. Ожиганов</i>	186
Девонские отложения восточного склона <i>О. А. Нестоянова</i>	199
Каменноугольная система. Общий обзор <i>Л. С. Либрович</i>	220
Каменноугольные отложения платформенной области Башкирии <i>А. Я. Виссарионова и М. А. Юнусов</i>	225
Каменноугольные отложения Предуральского прогиба на территории Башкирии <i>А. Я. Виссарионова</i>	234
Нижне-среднекаменноугольные отложения западного склона <i>А. Я. Виссарионова</i>	240
Верхнекаменноугольные отложения западного склона <i>В. Е. Руженцев</i>	252
Нижнекаменноугольные отложения западной части восточного склона Южного Урала <i>Л. С. Либрович</i>	260
Среднекаменноугольные отложения западной части восточного склона Южного Урала <i>А. Я. Виссарионова</i>	271
Каменноугольные отложения восточной части восточного склона в границах Оренбургской области <i>Л. С. Либрович</i>	276

	Стр.
Пермская система. Общий обзор <i>В. Е. Руженцев</i>	281
Нижнепермские отложения	285
Ассельский, сакмарский и артинский ярусы Предуралья <i>Д. Л. Степанов</i>	285
Ассельский, сакмарский и артинский ярусы западного склона Южного Урала <i>К. Е. Руженцев</i>	292
Ассельские, сакмарские и артинские отложения Уфимского плато Юрюзано-Сылвеской депрессии <i>В. Д. Наливкин</i>	302
Ассельский, сакмарский и артинский ярусы платформенной части Башкирской АССР <i>Д. Л. Степанов</i> и <i>А. Я. Виссарионова</i>	304
Кунгурский ярус в пределах Башкирской АССР и Оренбургской области <i>В. А. Фролов</i>	308
Верхнепермские отложения <i>Н. М. Кочеткова</i>	316
Мезозой	330
Триасовая система. Общий обзор <i>Г. В. Вахрушев</i>	330
Триасовые отложения Общего Сырта и Оренбургского Предуралья <i>В. А. Горяинов</i>	332
Триасовые отложения Башкирского Предуралья <i>Г. В. Вахрушев</i>	337
Юрская система. Общий обзор <i>А. Л. Яншин</i>	342
Юрские отложения Общего Сырта <i>А. Н. Мазарович</i>	347
Юрские отложения Башкирского и Оренбургского Приуралья <i>И. В. Орлов</i> и <i>А. Е. Окуншевич</i>	350
Юрские отложения Оренбургского Зауралья <i>А. Л. Яншин</i> и <i>З. А. Мамутина</i>	354
Морские верхнеюрские отложения южных районов Оренбургской области и бассейна нижнего течения р. Сакмары <i>А. Л. Яншин</i>	365
Меловая система. Общий обзор <i>Г. В. Вахрушев</i>	372
Меловые отложения Оренбургского Зауралья <i>А. Л. Яншин</i>	373
Меловые отложения Оренбургского Предуралья <i>Г. В. Вахрушев</i>	383
Меловые отложения Башкирского Предуралья <i>П. В. Вахрушев</i>	386
Кайнозой	391
Палеогеновая и неогеновая системы Южного Урала и Предуралья <i>А. Л. Яншин</i> и <i>В. Л. Яхимович</i>	391
Третичные отложения Оренбургского Зауралья <i>А. Л. Яншин</i>	392
Третичные отложения восточного склона в границах Башкирской АССР <i>Н. Н. Яхимович</i>	404
Третичные отложения Предуралья <i>В. Л. Яхимович</i>	406
Верхний плиоцен и четвертичная (антропогеновая) система Южного Урала и Предуралья <i>В. Л. Яхимович</i>	418
Верхнеплиоценовые и четвертичные (антропогеновые) отложения горной части Южного Урала <i>Н. П. Вербицкая</i>	429
Верхнеплиоценовые и четвертичные (антропогеновые) отложения восточного склона <i>А. Н. Яншин</i> и <i>Н. Н. Яхимович</i>	436
Глава V. Магматизм и метаморфизм. Общий обзор <i>Д. Г. Ожиганов</i>	446
Вулканизм и метаморфизм региона древних свит западного склона Южного Урала <i>Н. А. Румянцева</i> при участии <i>А. И. Иванова</i>	453
Магматизм и метаморфизм Приурал-Тауской зоны западного склона <i>Д. Г. Ожиганов</i>	456
Вулканизм и метаморфизм метаморфического пояса хр. Урал-Тау <i>Д. Г. Ожиганов</i>	463
Магматизм. Магнитогорского синклиория (в границах Башкирской АССР) <i>Т. И. Фролова, О. А. Нестоянов, Г. Б. Рудник, В. С. Шарфма</i>)	470
Магматизм. Магнитогорского синклиория (в границах Оренбургской области) <i>В. М. Сергеевский</i>	494
Метаморфизм пород Магнитогорского синклиория <i>О. А. Нестоянова</i>	501
Магматизм и метаморфизм Восточно-Уральского антиклиория (Оренбургская область) <i>В. Н. Краснова</i>	503
Гранитоиды южной части восточного склона Южного Урала <i>Б. К. Львов</i>	515
Магматизм и металлогения (Заклучение) <i>Д. Г. Ожиганов</i>	520
Глава VI. Тектоника. Общий обзор <i>Д. Г. Ожиганов</i>	523
Тектоника платформенной области <i>Л. Н. Розанов</i>	537
Тектоника промежуточной области (Западный склон). Предуральский прогиб. <i>А. А. Богданов, Б. М. Келлер, Ф. М. Хатянов</i>	544

	Стр.
Башкирское поднятие. <i>А. И. Иванов</i>	554
Приурал-Тауская зона <i>Д. Г. Ожиганов</i>	557
Тектоника зоны хр. Урал-Тау. <i>Д. Г. Ожиганов</i>	568
Тектоника Магнитогорской зоны <i>О. А. Нестоянова</i>	574
Глава VII. Геоморфология Башкирской АССР и Оренбургской области. <i>Н. В. Вербицкая</i>	581
Глава VIII. История геологического развития. <i>Д. Г. Ожиганов</i>	609
Литература	629

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ
ГЕОЛОГИЯ СССР. БАШКИРСКАЯ АССР И ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ
Том XIII. Часть I

Редактор издательства *Л. Г. Китаенко*

Технический редактор *О. А. Гурова*

Корректоры *Т. М. Кушнер* и *Т. Ю. Шульц*

Сдано в набор 7/I-64 г.

Подписано к печати 7/VIII-64 г.

Формат бумаги 70×108¹/₁₆

Печ. л. 43 с вкл.

Усл. п. л. 60,2

Уч.-изд. л. 60,2

T-10070

Тираж 1000

Заказ 57/670—12

Цена 4 р. 41 к.

Объявлено т. п. бывш. Госгеолтехиздата 1964 г. № 112

Издательство «Недра». Москва, Центр, ул. Кирова, 24
Типография фабрики № 9 ГУГК

