

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XXXVI

ЧИТИНСКАЯ
ОБЛАСТЬ

ЧАСТЬ
I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ





МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор
П. Я. Антропов*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1961

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР
ЧИТИНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Рассылается по списку

Экз. № _____

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XXXVI

ЧИТИНСКАЯ ОБЛАСТЬ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редактор *Н. А. Быховер*
Соредактор *В. Н. Козеренко*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
Москва 1961

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
„ГЕОЛОГИИ СССР“**

АБДУЛЛАЕВ Х. М.

АЛИ-ЗАДЕ А. А.

АМИРАСЛАНОВ А. А.

АНТРОПОВ П. Я.
(главный редактор)

АСЛАНЯН А. Т.

АССОВСКИЙ А. Н.

БАКИРОВ А. А.

БАРАТОВ Р. Б.

БЕЛОУСОВ В. В.

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
(зам. главного редактора)

БОГДАНОВ А. А.

ГОЛУБИН В. Н.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ДРАБКИН И. Е.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КРАСНИКОВ В. И.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

ЛУКАШОВ К. И.

МАГАКЬЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)

МАРИНОВ Н. А.

МАРКОВ Ф. Г.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МИРЛИН Г. А.

МУРАТОВ М. В.

МЯГКОВ В. М.

НАЛИВКИН Д. В.

ОРВИКУ К. К.

ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)

ПЕРВАГО В. А.

ПОПОВ В. С.

САТПАЕВ К. И.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СТРАХОВ Н. М.

ТРОФИМУК А. А.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



ВВЕДЕНИЕ

XXXVI том издания «Геология СССР» посвящен описанию геологического строения территории Читинской области, площадь которой составляет более 435 тыс. км² (рис. 1). В результате интенсивных геологоразведочных работ, проведенных в Читинской области за годы Советской власти и в особенности за последние десять лет, здесь открыты и разведаны месторождения железных и полиметаллических руд, меди, олова, вольфрама, молибдена, золота, редких металлов, плавикового шпата и других полезных ископаемых, по запасам и добыче которых область занимает видное место в стране. Работами последних лет установлены геологические предпосылки для значительного расширения существующей минерально-сырьевой базы Читинской области и, в соответствии с семилетним планом развития народного хозяйства на 1959—1965 гг., здесь предусматривается дальнейшее усиление темпов геологических исследований. Следует отметить, что несмотря на сравнительно большой объем геологоразведочных работ, территория Читинской области в геологическом отношении изучена еще недостаточно, особенно ее северные районы; многие важнейшие вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении остаются невыясненными или дискуссионными.

Геологическое изучение области затруднено из-за плохой обнаженности и исключительно сложного геологического строения ее территории. Сложность строения определяется следующими особенностями:

1. Широким развитием магматических пород, в том числе весьма значительным распространением однообразных гранитоидов различного возраста.

2. Распространением глубоко метаморфизованных пород и интенсивным проявлением инъекционного и контактового метаморфизма.

3. Литологическим сходством многих разновозрастных осадочных и эффузивных образований и их слабой палеонтологической охарактеризованностью: Породы с хорошо сохранившимися или достоверно распознаваемыми органическими остатками встречаются редко, и площади их распространения малы.

4. Активным проявлением тектонических движений и, как следствие, интенсивной дислоцированностью развитых здесь толщ.

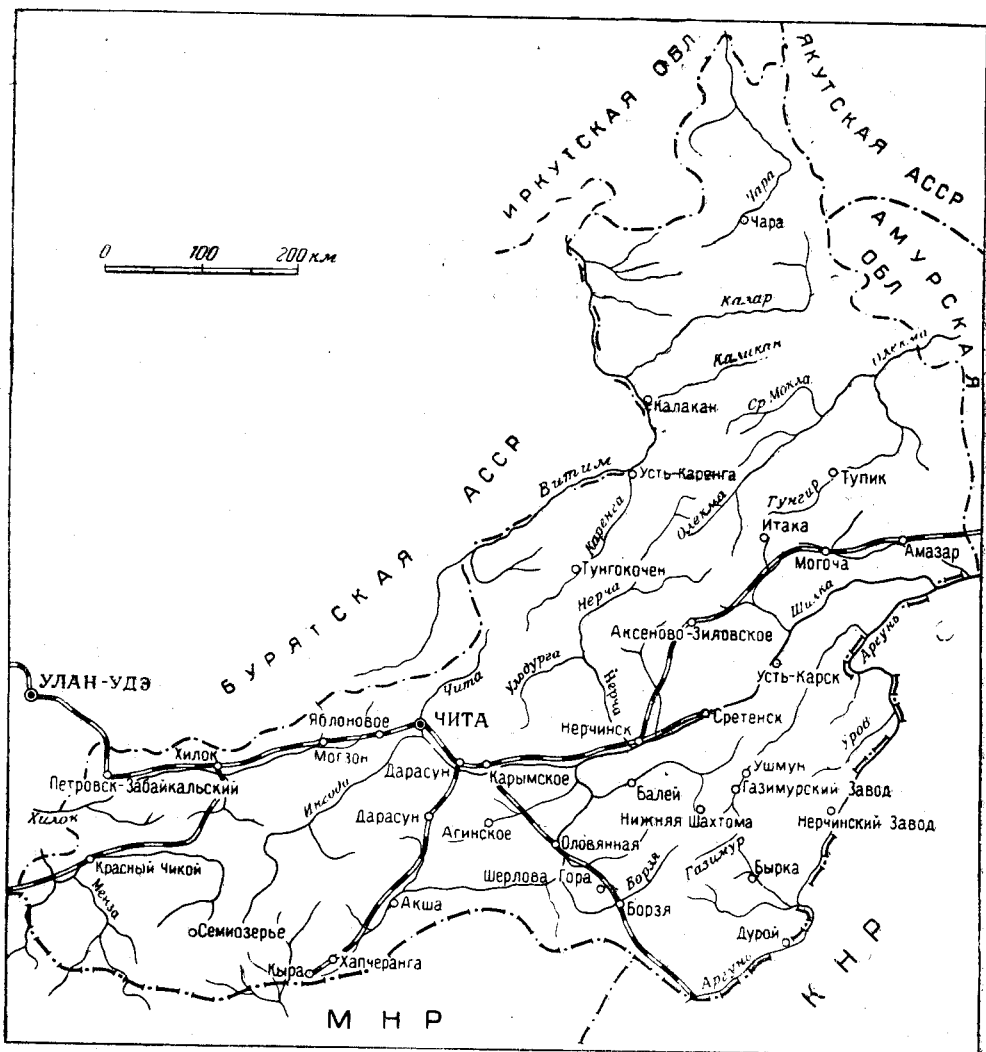


Рис. 1. Обзорная карта Читинской области

5. Многократно повторявшимися процессами глубокого размыва, в результате которых были уничтожены многие осадочные комплексы и обнажились широкие поля глубинных магматических пород.

По геологическому строению, геоморфологическим особенностям и комплексу полезных ископаемых в пределах Читинской области выделяются три района: Центральное Забайкалье, Восточное Забайкалье и Олекмо-Витимская горная страна. В связи с этим изложение стратиграфии, магматизма и тектоники по каждому району приводится в рамках самостоятельных разделов.

Исследования последних лет ознаменовались решением следующих вопросов стратиграфии: 1) установлением в Восточном Забайкалье нижнесилурийских отложений; 2) выявлением здесь же отложений всех трех отделов девона; 3) достоверным установлением в Центральном и Восточном Забайкалье отложений не только нижней, но и верхней перми, характеризующихся широким развитием и многообразием фаций.

В результате изучения комплекса отложений нижней — средней юры доказана синхроничность морских и алгачинских юрских отложений и выявлены постепенные переходы между алгачинской юрой и новой фациальной группой юрских отложений, названной приаргунской, выделенной исследователями за последние годы.

Важным обстоятельством явилось также выявление юрских осадков в составе континентальных образований, приуроченных к тектоническим депрессиям. Изучение юрских отложений позволило поставить на твердую основу представления о сложной тектонической расчлененности Забайкалья в мезозое, что имеет большое значение для металлогенических прогнозов.

В результате работ, связанных с изучением интрузивных пород области, выявлено, что в Забайкалье широкое развитие имеют интрузивные образования палеозойского возраста, тогда как на северо-востоке области распространены докембрийские интрузивы. В Центральном и Восточном Забайкалье развиты интрузии каледонской и варисцийской складчатых эпох. Варисцийские интрузии, преимущественно гранитоидного состава, широко распространены и завершают собой среднепалеозойский этап развития региона.

В мезозойских интрузивах, развитых преимущественно в Восточном Забайкалье, выявлена четкая зональность и приуроченность их различных типов к разным структурно-фациальным зонам. Изучение эндогенных месторождений показало принадлежность их к разным металлогеническим эпохам, ведущую роль месторождений мезозойского возраста и широкое развитие процессов наложения. Изучение меловых отложений выявило их возможную перспективность не только в отношении углей и горючих сланцев, но и в отношении осадочных железорудных месторождений.

Многие проблемы геологии и металлогении территории Читинской области остаются еще нерешенными. К ним прежде всего относятся вопросы стратиграфии палеозойских отложений многих районов и, в частности, Центрального Забайкалья и Агинского палеозойского поля. Слабо изучена стратиграфия и литология верхнеюрских отложений области, что затрудняет решение проблем, связанных с металлогенией Забайкалья. Совершенно недостаточно изучены палеоген-неогеновые отложения области. Во многих районах еще не расчленены достаточно ясно интрузивные комплексы пород.

По вопросам, которые остаются спорными до настоящего времени, авторы и редакторы тома, придерживаясь определенного мнения, вместе с тем стремились объективно изложить все другие существующие точки зрения.

XXXVI том издания «Геология СССР» посвящен описанию геологического строения Читинской области и содержит сведения по географии, истории ее геологического изучения, стратиграфии, тектонике, вулканизму и геоморфологии. К тому прилагается сводная геологическая карта Читинской области.

В составлении XXXVI тома принимал участие коллектив авторов, который в последние годы непосредственно осуществлял геологическую съемку, поиски и разведку месторождений полезных ископаемых в Читинской области. Среди них много местных молодых специалистов, которые впервые участвуют как авторы в таком ответственном издании, каким является том «Геология СССР». Большая работа при подготовке тома выполнена сотрудниками Читинского геологического управления Л. А. Таратугой, К. Д. Шолкиным, Н. Н. Гераковым, Ф. М. Морозовым, В. В. Старченко, Л. Н. Ленком, Ю. П. Писцовым, А. М. Лейтесом и И. И. Вишневской.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Первые сведения о природе и рудных богатствах Читинской области относятся к концу XVII века и связаны с путешествиями посольств московских царей через Сибирь в Китай. В записях и докладах этих посольств содержатся краткие указания о добыче местным населением полезных ископаемых. Такие сведения, например, встречаются в путевых записях русских послов Н. Г. Спафария (1675) и Э. Исбранда (1698).

Особое внимание в это время привлекают к себе Нерчинские серебро-свинцовые месторождения. Открытие этих месторождений относится к сороковым годам XVII века и связано с именем знаменитого землепроходца В. Пояркова.

В 1677 г. начальник Нерчинского острога В. Шульгин сообщил Тобольскому воеводе П. В. Шереметьеву о находках серебряной руды по рекам Алтача и Мунгача. Вскоре после этого «для изыскания серебряной руды и размножения рудников» из Москвы в Нерчинский край по указу Петра I была послана группа рудознатцев во главе с Александром Левандианом. С 1698 г. началась интенсивная разведка и эксплуатация полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья.

В 1704 г. на р. Алтача был построен первый в России сереброплавильный завод (Нерчинский), и Восточное Забайкалье, где в течение последующих лет были открыты сотни полиметаллических месторождений и золотоносные россыпи, превратилось в крупный горнорудный район.

В начале XVIII века по приказу Петра I для изучения Сибири была направлена экспедиция во главе с Даниилом Мессершмидтом. В географическом описании края, составленном руководителем экспедиции Мессершмидтом, приведена краткая характеристика горных пород обследованных им районов — рек Ангары и Лены, а также Нерчинской Даурии.

Дальнейшее изучение геологии и минеральных богатств Забайкалья связано с деятельностью ученых Российской Академии Наук. В результате десятилетнего путешествия по Сибири профессора И. Г. Гмелина опубликован капитальный четырехтомный труд «Путешествие через Сибирь в 1733—1743 гг.». В этом труде приводятся сведения по геологии и полезным ископаемым Читинской области и, в частности, впервые указывается на наличие медных месторождений в бассейне р. Газимура.

Более подробные данные по геологии и минеральным ресурсам Забайкалья встречаются в трудах знаменитого натуралиста и путеше-

ственника П. С. Палласа, посетившего в 70-х годах XVIII в. Забайкалье и Прибайкалье вместе с Соколовым, Кашкаровым и Зуевым.

Особое внимание исследователей Забайкалья привлекал район Нерчинских рудников. В 1772 г. его посетил И. Георги. В записях этого исследователя, совершившего ряд маршрутов и по другим районам Забайкалья, содержатся интересные сведения по геологии, полезным ископаемым и минеральным источникам обследованной территории, в частности, впервые упоминаются железные руды Березовского месторождения. Ряд работ по минералогии и геологии Нерчинских рудников опубликован сотрудником Российской Академии Наук Б. Ф. Германом (1791, 1792, 1801).

В пределах Нерчинского горного округа обширные исследования были проведены «Кабинетом его императорского величества». В 1789—1794 гг. для этой территории Д. Лебедевым и М. Ивановым была составлена первая в истории русской геологии довольно точная для того времени геогностическая карта масштаба 1 : 120 000 для площади, равной примерно 38 000 км².

В 1777 г. П. С. Палласом впервые описано открытое в районе г. Сретенска (в устье р. Курлыч) месторождение коренного золота.

В 80-х и 90-х годах работы в Нерчинском горном округе возглавлялись горным инженером Е. Е. Барботом-де-Марни. Сведения по геологии и минералогии рудников Нерчинской Даурии, изложенные им чаще всего в письмах, использовались многими авторами.

Некоторые данные по району Нерчинских рудников встречаются также в опубликованных трудах Т. Бергмана (1781), И. Стернберга (1794), Х. Ренованца (1793), Г. Разумовского (1786), Б. Г. Сажа (1789, 1790) и др. Горный промысел в Нерчинской Даурии успешно развивался в течение всего XIX века, и лишь в 90-х годах появились признаки упадка, связанные с выработкой верхних окисленных горизонтов месторождений.

В конце XVIII в. большой материал по геологии и полезным ископаемым Забайкалья был собран сотрудниками Академии Наук Э. Лаксманом и Е. Патреном. В 1791 г. Е. Патрен опубликовал капитальный труд по геологии и минералогии территории, протягивающейся от оз. Байкал (на западе) до слияния рек Шилки и Аргуни (на востоке).

В 1797 г. комиссия в составе Черницына, Томилова, Рычкова и Коллегова детально изучала геологию Нерчинских месторождений. Их выводы многие годы служили руководством для направления горных и поисково-разведочных работ. В целом следует отметить, что материалы, собранные экспедициями второй половины XVIII века, в основном содержат физико-географические и этнографические данные и лишь в незначительном объеме — данные геологического характера.

Кроме исследований экспедиций Академии Наук, Русского географического общества и его Восточно-Сибирского отдела, особое значение в познании геологии и минеральных богатств описываемой территории приобретают поисковые и разведочные работы, проведенные Кабинетом в Нерчинском горном округе. В 1811 г. стало известно Ононское оловянное месторождение. Позже были открыты прииски Кулиндинские (1813), Шаранайские (1815) и Завитинские (1817). В 1821 г. в «Сибирском вестнике» появилась статья Г. С. Спасского, посвященная краткой геологической характеристике горных сооружений Забайкалья.

В 1826 г. Г. Гессе совершил путешествие из г. Иркутска в Кяхту через Забайкалье и описал его в специальной статье. По заключению В. А. Обручева (1931—1945), «его очерк дает первую, хотя и весьма краткую, характеристику геологии Забайкалья с более точным обозначением горных пород».

В 1826 г. А. Кулибин составил подробный перечень минералов, характерных для месторождений Нерчинского горного округа. В его работах, относящихся к 1829 г., дано подробное макроскопическое описание гранитов Адун-Челона, Шерловой горы и отмечено широкое распространение в них грейзенов с драгоценными камнями.

В 1832—1854 гг. по рекам Тутхалтую, Каре, Унде, Желтуге открыты месторождения россыпного золота.

В 1836 г. опубликована работа Я. Соколовского «Взгляд на серебряное производство Нерчинских заводов», в которой впервые обобщены сведения по стратиграфии Восточного Забайкалья.

В 1840—1844 гг. золото найдено в бассейнах рек Олекмы и Амура, в Газимурозаводском районе и в Чикойской тайге.

В 1859—1865 гг. были открыты месторождения россыпного золота в бассейнах рек Урюмкана, Урова (1859), Дарасуна (1864), а также Любавинская россыпь (1865).

Геологические описания отдельных месторождений и рудников приведены также в работах М. Злобина (1823), Дрейера (1837), Ковригина (1839), Дубровского (1843) и В. Перекрестова (1843а, 1843б). С 1842 г. систематически печатаются отчеты о разведке, произведенной в Нерчинском округе.

В 1846 г. Е. Эйхвальд в своем курсе «Геогнозия» (1846) описывает находки каменноугольной фауны по р. Газимуру и «черный юрский глинистый сланец, переполненный раковинами» у деревни Турги. В сочинении Ш. Г. Коттреля, появившемся в том же году, приводится краткая характеристика Нерчинских рудников и минералогии руд этого края, в частности, указывается на наличие в них мышьяка и олова.

Большое значение в истории геологического изучения Восточного Забайкалья имели труды Особой комиссии под председательством А. Д. Озерского. В 1852—1853 гг. она обследовала почти все известные месторождения и горнорудные предприятия. Изложенные в отчете комиссии сведения о геологическом строении отдельных месторождений, рудных узлов, о качестве и морфологии рудных тел сохранили некоторое научное и практическое значение до настоящего времени.

В 1856 г. вышла в свет статья Н. Аносова, посвященная золотоносности Нерчинского горного округа, в которой автор изложил свои взгляды на тектонику и происхождение гор Нерчинской Даурии.

В 1859 г. Ф. Б. Шмидт в своих отчетах приводит характеристику юрских отложений по р. Турге, девонских—по рекам Газимуру и Аргуни и триасовых—по р. Унде. Важные находки фауны (1859 г.) сделаны академиком Ф. Б. Шмидтом. В 60-х годах П. А. Кропоткин пересек Байкальскую горную страну с севера на юг и впервые дал оригинальную трактовку орографии этой области.

В 1861 г. появилась сводная работа А. Эрмана, в которой дан обзор по геологии и золотоносности Сибири.

В 1861 г. Павлуцкий дает подробное описание Кличкинского и прилегающих к нему рудников, а также сообщает о находке углей

на берегу р. Аргуни. В 1864 г. И. А. Лопатин дал краткую характеристику Дуроевского и Чалбучинского месторождений углей по р. Аргуни.

Большой интерес представляет опубликованная в 1867 г. работа А. Д. Озерского «Очерк геологии, минеральных богатств и горного промысла Забайкалья», содержащая ценные обобщения по геологии и металлогении этой территории. Касаясь факторов, контролирующих оруденение, А. Д. Озерский впервые указывает на несомненную генетическую связь полиметаллических месторождений с дайками порфиоров. Он отмечает особое значение в локализации оруденения и в образовании различных морфологических типов рудных тел — литологического состава вмещающих пород, в частности карбонатных, контактов последних со сланцами, а также разрывных нарушений.

Продолжавшиеся во второй половине XIX века поисковые работы на золото привели к открытию новых месторождений в ряде районов и способствовали успешному изучению геологии края. Известная роль в этом отношении принадлежит горному инженеру Н. И. Аносову, успешно проводившему геологические исследования, поиски и разведку золотоносных россыпей в Восточном Забайкалье. Существенный вклад в познание геологии и минеральных богатств Забайкалья внесли работы Русского географического общества и его Восточно-Сибирского отдела.

Ценные сведения по орографии и геологии Прибайкалья и Забайкалья содержатся в работах зоолога и ботаника Г. И. Радде (1858, 1861, 1864—1869).

В 1868 г. Ф. Б. Шмидтом и П. П. Гленом были опубликованы геологические материалы по Забайкалью. В 1869 г. вышла в свет работа П. С. Боголюбского, в которой дается краткая характеристика золотоносных россыпей Нерчинского горного округа. В этой работе в пределах Восточного Забайкалья выделяются три зоны (Аргунская, Газимуро-Ундинская и Шилкинская), отличающиеся по геологическому строению, что определяет, по мнению автора, их различную золотоносность.

В 1882 г. М. П. Герасимов опубликовал краткий очерк, в котором дается характеристика Нерчинских серебро-свинцовых рудников.

В 1888 г. при Иркутском горном управлении была учреждена должность правительственного геолога, которую занимал В. А. Обручев. Его труды внесли очень много нового в понимание геологии Читинской области. В 1890—1891 гг. В. А. Обручев производил геологические исследования в Олекмо-Витимской горной стране, главным образом в связи с золотоносностью этой территории. Результаты этих работ нашли отражение в его сообщениях. В 1896 г. М. П. Герасимов опубликовал очерк, касающийся этой области. Наибольший интерес представляет собой часть работы, посвященная месторождениям золота. В дальнейшем труд Герасимова дважды подвергался критическому разбору А. Э. Гедройца (1897 и 1909).

Большие геологические исследования в Забайкалье были проведены под руководством В. А. Обручева во второй половине 90-х годов прошлого столетия в связи с постройкой Сибирской железной дороги. Общая схема геологического строения Забайкалья, созданная В. А. Обручевым и его сотрудниками в итоге четырехлетних исследований (1895—1898), базируется на представлении о том, что Забайкалье относится к древней платформе, образовавшейся еще в докембрийское время и впоследствии разбитой на серию грабен и горстов.

В грабнях отлагались осадки различных эпох, а по линиям сбросов изливались разнообразные эффузивные породы. Вся эта территория, сложенная преимущественно образованиями, относящимися к лаврентьевской эпохе складчатости, по мнению Обручева, выпла из-под уровня моря в палеозойское время и в дальнейшем оставалась сушей. Указанные исследования легли в основу концепции «древнего теменн Азии», которая была в 1901 г. сформулирована Э. Зюссом в его III томе «Лица Земли». Эти же материалы позволили Л. де-Лонэ дать совершенно отличную схему строения Восточной Сибири, согласно которой Забайкалье относится к зоне каледонской складчатости, местами переработанной более молодыми складчатými движениями. Идеи де-Лонэ были поддержаны М. М. Тетяевым (1915—1923), развившим впоследствии (1926—1932) представления о молодом возрасте Забайкальской складчатости. В связи с исследованиями группы В. А. Обручева появились целый ряд работ по геологии Забайкалья.

В 1899 г. появилась сводная работа В. А. Обручева, А. П. Герасимова и А. Э. Гедройца (написанная под руководством В. А. Обручева) подытожившая исследование 1895—1898 гг., к которой приложена карта в масштабе 40 верст в дюйме.

В 1897 г. вышла работа А. Фомина, в которой описаны месторождения угля в Забайкалье. В 1902 г. Д. Л. Иванов опубликовал статью, посвященную угленосным образованиям Забайкалья, в которой выразил мнение, что они имеют не третичный, а юрский возраст.

В 1904 г. М. В. Нестеров дал обзор состояния золотой промышленности Нерчинского горного округа. Наиболее подробно им были охарактеризованы месторождения Шилкинского района. В 1907 г. вышла в свет статья В. Корвацкого, в которой он дал характеристику Ильди-канского месторождения киновари и серы в Восточном Забайкалье. А. П. Герасимов в специальной работе описал базальты Нерчинско-заводского округа и характерные для них миндалины с различным минеральным заполнением (1909). В том же году А. Э. Гедройц опубликовал подробное описание обнажений изученной им в Восточном Забайкалье территории. Тщательные и точные частные наблюдения автора не потеряли своего значения и поныне. Кроме того, им составлен реферат литературы по области до 1896 г.

Небольшие поисково-разведочные работы, проведенные для обеспечения Сибирской железной дороги углем, позволили в 1907 г. ввести в эксплуатацию Черновское и Холбоно-Арбагарское месторождения бурого угля, открытые еще в конце 80-х годов прошлого века. К этому же времени относятся и первые сведения о промышленной молибденовой минерализации в Читинской области.

В 1900 г. стало известно Чикойское молибденовое месторождение, а в 1903 г. горным инженером Гарнером, руководившим работами на Ключевском месторождении, обнаружены свалы кварца с молибденитом в устье р. Костромихи и несколько позже — по р. Золотой Лог. Этим же исследователем впервые установлена связь молибденсодержащего кварца с молодыми гипабиссальными порфирами, подтвержденная позднее многочисленными исследователями. Зону развития гипабиссальных интрузий Гарнер проследил от рудника Ключи через р. Давенды, пади Александровскую и М. Кудечу, верховья рек Желтуги и Горбицы к ст. Ксеньевская.

В 1909—1912 гг. В. А. Обручев описал Евграфовское и Евдокиевско-Васильевское золоторудные месторождения (1929).

Региональные геологические исследования в начале текущего столетия носили преимущественно маршрутный характер, охватывая огромные площади, и поэтому сводились к выяснению общих геологических особенностей отдельных крупных районов. К ним относятся маршрутные исследования С. Д. Кузнецова (1910) в районе Горбичанских, Желтугинских и Амазарских промыслов, П. А. Казанского (1911) вдоль строящейся железной дороги от ст. Амазар до ст. Джалинда, А. К. Мейстера в бассейне реки Витим, Я. А. Макерова (1909—1911) от р. Шилки до рек Нюкжи и Тунгира, В. А. Вознесенского (1911—1914) на междуречье Витима и Олекмы, В. Н. Зверева в бассейне рек Газимура и Урюмкана и ряд других. В результате этих работ установлено, что в строении Читинской области палеозойские отложения играют значительно большую роль, чем это предполагалось ранее.

В период 1916—1924 гг. специальному изучению подвергались месторождения полезных ископаемых Забайкалья. Полиметаллические месторождения изучались В. Н. Зверевым (1917) и Н. И. Свитальским (1919б, 1924), вольфрамовые месторождения — М. М. Тетяевым (1918), месторождения плавленого шпата — П. П. Пилипенко (1916). Кроме того, Н. И. Свитальский произвел поисковые работы в районе Цаган-Олуевского гранитного массива (1919а). В 1915—1917 гг. публикуются предварительные сведения о результатах этих исследований. Более подробные данные о них освещены в работах, изданных уже после революции (1918, 1919, 1924).

Дореволюционные геологические исследования на территории Читинской области не имели систематического характера и в основном приводили лишь к накоплению разрозненных сведений по геологии и полезным ископаемым. Однако в результате этих исследований все же было выявлено сложное геологическое строение Забайкалья и перспективность его в отношении богатого комплекса полезных ископаемых.

Советский период характеризуется широким размахом геологосъемочных, поисковых и разведочных работ на территории Читинской области. Именно в это время в Забайкалье открываются месторождения золота, олова, вольфрама, молибдена, мышьяка, плавленого шпата и меди. Большая часть территории области покрывается крупномасштабной геологической съемкой, появляются сводные работы, касающиеся геологии, металлогении и характеристики полезных ископаемых края.

В первые годы после Октябрьской революции появляется ряд работ, отражающих в основном только результаты дореволюционных исследований. К ним относятся работы В. Н. Зверева (1918), К. Н. Тульчинского (1919), Н. И. Свитальского (1919а, 1919б, 1924), С. А. Докторович-Гребницкого (1926), М. М. Тетяева (1918), Г. А. Стальнова (1923), П. Медведева (1922), А. В. Арсентьева (1922) и др.

В 1921 г. вышла работа М. М. Тетяева, освещающая тектонику Восточной Сибири. В ней автор относит Восточное Забайкалье к герцинской складчатой области и подвергает критике концепцию Зюсса о «древнем тении Азии». В 1923 г. вышла из печати работа В. А. Обручева «Олекмо-Витимский золотоносный район», в которой дается геологическое описание этого района. В 1924 г. В. П. Нехорошевым на основании определения мшанок, собранных из осей по реке Б. Кулинде, сделаны выводы о том, что здесь вместе с нижним карбоном выступает верхний ярус верхнего девона.

С 1925 г. начались систематические геологические исследования Восточного Забайкалья. Разведка известных полиметаллических месторождений проводилась под руководством В. М. Крейтера; их геолого-минералогическим изучением занимался С. С. Смирнов. Одновременно группа геологов под руководством М. М. Тетяева производила региональное картирование Восточного Забайкалья. Основными исполнителями указанных геологических исследований явились геологи Ю. М. Шейнманн, А. Л. Лисовский, К. Г. Войновский-Кригер, Е. А. Пресняков, Ю. П. Деньгин, О. А. Призонт, С. А. Музылев, В. Н. Руднев. В результате работ последних пополнились данные по стратиграфии Восточного Забайкалья, основанные на новых фаунистических находках и относительно детальных разрезах. Мезозойская (юрская) фауна и флора были обнаружены в черных сланцах и песчаниках в падах Государевой и Б. Кулинды. На р. Ильдикан была найдена фауна, указывающая предположительно на девонский или верхнесилурийский возраст заключающих ее пород. В Борзинском районе были обнаружены пермские отложения. В районе ст. Куэнга К. Г. Войновским-Кригером и В. Н. Рудневым найдена фауна верхнего триаса и тем самым впервые выявлены отложения этого возраста в Восточном Забайкалье.

Однако новые данные по геологии региона в значительной мере были опорочены предвзятыми тектоническими построениями, которые были положены в основу исследований. Априорные тектонические гипотезы, которых придерживалась названная выше группа геологов и прежде всего их руководитель М. М. Тетяев, мешали устанавливать действительные геологические соотношения и ввели исследователей, как это вскоре было выяснено, по ложным путям. Неверные общие выводы были также в значительной мере следствием недостаточной камеральной обработки большей части собранного материала, при которой игнорировались детальные литологические и петрографические исследования. Окончательные отчеты по заснятым территориям составлены не были, и карты необходимому оформлению и апробации не подвергались. Для этого периода времени характерно появление большого количества статей, в которых на малом, а в большинстве случаев и искаженном фактическом материале давались очень широкие обобщения. Группой М. М. Тетяева были разработаны представления о развитии в Восточном Забайкалье гигантских альпийских тектонических покровов, надвинутых с юго-востока, из Центральной Азии. Наличие интенсивно дислоцированного мезозоя в некоторых районах Восточного Забайкалья без достаточного анализа и обоснования рассматривалось как повсеместное явление, в результате чего эта область была отнесена к «альпийской геосинклинали». Всей названной группой геологов совершенно неверно решался вопрос о возрасте большинства крупных гранитоидных интрузий Забайкалья. Отдельные наблюдения, произведенные в специфической структурной зоне Восточного Забайкалья, были распространены на всю территорию, что привело к неверным выводам об альпийском возрасте большинства крупных гранитоидных массивов этого региона.

В 1926 г. академик А. Е. Ферсман в своей статье, опубликованной в журнале «Поверхность и недра», впервые высказал представление о Монголо-Охотском рудном поясе, заключающем редкометалльное оруденение. В это время поискам редких металлов и, в частности, олова и вольфрама придавалось особенно большое значение. Именно тогда (1926—1930) были открыты Хапчерангинское и Шерловогорское оло-

вянные, Балейское золоторудное, Шахтаминское молибденовое и многие другие месторождения.

В связи с проведенными поисково-разведочными работами и геолого-минералогическим изучением полиметаллических, редкометаллических и других месторождений появился целый ряд трудов, характеризующих чрезвычайно разнообразные полезные ископаемые Забайкалья. Сведения о результатах этих работ в различные годы публиковались, начиная с 1925 г., в отчетах и Известиях Геологического комитета, а несколько позже также в Горном и других журналах.

В 1926—1931 гг. в ряде статей М. М. Тетяева и Ю. М. Шейнманна развивается идея покровного строения Забайкалья.

В 1928—1929 гг. В. А. Обручев выступил с критикой теории сибирских шаршажей.

Особое место в этот период времени занимают исследования В. А. Мелиоранского, который проводил детальное изучение ряда рудных полей. Его работы принесли много новых данных, которые нашли свое развитие в следующий, более поздний период геологического изучения Забайкалья. Во второй половине двадцатых годов В. А. Мелиоранский проводил работы в районе Газимурского Завода, в окрестностях Шилкинского Завода и Култуминского поселка, а также на площади Култуминской и Шилкинской групп полиметаллических месторождений и в Приаргунье. Произведенная геологическая съемка позволила ему установить несогласие между толщей нижней юры и палеозоя и наметить донижнеюрский и предверхнеюрский этапы складчатости. Мелиоранский отмечает проявления в каменноугольных отложениях (падь Котиха) типичных структур типа чешуйчатых надвигов, а также многочисленных разрывов и смещений типа сбросов, сбросо-сдвигов и надвигов, которые широко проявились в послекюрское время наряду со складчатостью.

Описывая метаморфическую свиту Восточного Забайкалья, В. А. Мелиоранский отмечает широкое развитие в ней протерозойских отложений, вопреки мнению М. М. Тетяева о палеозойском возрасте всех древнейших свит этого региона.

Также в разрез существовавшему в этот период взгляду об альпийском возрасте молодых гранитов, В. А. Мелиоранский часть их относит к мезозойскому (доверхнеюрскому) возрасту, а часть — к верхнему палеозою.

Большое значение исследователи того времени придавали вопросу расчленения гранитных интрузий Восточного Забайкалья и связанных с ними рудных проявлений. В статье, опубликованной в 1936 г., Н. А. Худяков-Павлов устанавливает последовательность формирования различных типов гранитов, развитых в бассейне среднего течения р. Газимура. По его мнению, вольфрамовая минерализация месторождения Ушмунского гольца связана с лейкократовыми двуслюдистыми гранитами.

В 1927 г. Ю. П. Деньгин на основании геологической съемки, проведенной им в районе Кукульбейского хребта, установил среди послекюрских интрузивных пород три группы гранитов: известково-щелочные биотитовые граниты, аляскитовые граниты и гранодиориты.

Основные исследования Ю. П. Деньгина относятся к западной части Читинской области — к территории Центрального Забайкалья. Начаты им в 1926 г. в районе р. Мензы и Гутайского (Чикойского) молибденового месторождения исследования с небольшими перерывами

продолжаются и до настоящего времени. Геолого-съёмочные и тематические работы, выполненные этим геологом, внесли много нового для расшифровки геологического строения этой территории. В 1928—1936 гг. Ю. П. Деньгин провел крупномасштабную геологическую съёмку в бассейнах верхнего течения рек Чикоя и Онона. Он обнаружил в рыхлых отложениях отдельных участков Центрального Забайкалья концентрации касситерита.

В 1929 г. И. Е. Худяев на основе детальной обработки палеонтологических коллекций ряда геологов дал впервые общую сводку разрезов морской юры Восточного Забайкалья, охарактеризованных фауной и флорой. В его работе (1931) разобраны тектонические особенности и фациальные условия формирования морских толщ нижней и средней юры. Эта работа сохранила некоторое значение до настоящего времени, хотя и подвергается сейчас существенной корректировке. В частности, коррективы в эту работу были внесены в 1938 г. Г. Я. Крымгольцем при описании фауны из морской юры Восточного Забайкалья.

В 1928—1930 гг. в северной части Читинской области были проведены геологические исследования Е. С. Бобиным, Е. В. Павловским, А. И. Цветковым, П. И. Прокофьевым, К. И. Постоевым, А. А. Арсеньевым и другими геологами с целью выявления золотоносности района. В отчетах по результатам этих работ впервые приводятся описания главных особенностей морфологии и геологического строения бассейнов рек Олекмы, Чары и Калара, сложенных, по данным указанных исследователей, преимущественно архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами и прорываемыми их гранито-гнейсами. Сравнительно небольшие площади сложены протерозойскими метаморфизованными осадками (залегающими на породах архейского комплекса), прорванными интрузиями основных, кислых и щелочных пород и перекрытыми угленосными и юрскими отложениями.

В 1931 г. при геологосъёмочных работах в Газимурозаводском районе М. В. Бесовой была найдена фауна археоциат в кристаллических известняках «немного палеозоя», которая, по определению А. Г. Володина, характеризует нижний отдел кембрия. Немой палеозой М. В. Бесова подразделяет на две свиты: 1) ушмунские сланцы, имеющие северо-восточное простирание, и 2) аркиинскую свиту (известняки, роговики, сланцы, кварциты), собранную в складки северо-западного простирания. Ею установлена также новая площадь распространения каменноугольных отложений в районе пади Мистурной.

В 1931 г. в бассейне рек Урюмка и Урова И. В. Моисеевым и Т. М. Окновой проводилась геологическая съёмка, в результате которой было высказано мнение, что широко развитые в районе гранитоиды имеют послемеловой возраст.

В 1932 г. В. А. Обручев в специальной работе подробно рассмотрел проблему древнего темени Азии и его каледонского и варисийского обрамления.

Л. Д. Кипарисова в своей статье дала характеристику триасовых отложений Восточного Забайкалья (1932), С. А. Музылев опубликовал работу (1932), в которой нашли отражение его исследования в окрестностях Цаган-Олуевского гранитного массива. Он впервые выделил мощный комплекс обломочных отложений, охарактеризованных остатками юрской флоры, подразделенный им на четыре свиты и названный алгачинской юрой. Было доказано прорывание указанного комплекса интрузиями Цаган-Олуевского массива, который детально

петрографически охарактеризован. Данные, полученные С. А. Музылевым для определенного района, неверно распространены им на все части территории Восточного Забайкалья, резко отличающиеся своим геологическим строением.

В 1933 г. в обобщающей статье Ю. М. Шейнманна, касающейся тектоники юго-восточной Сибири, было выдвинуто представление о геосинклинальном поясе альпийского возраста, который протягивается из Монголии к берегам Охотского моря, где происходит его слияние с основной зоной альпийской складчатости. Последующие исследования не подтвердили этих выводов Ю. М. Шейнманна. В 1933 г. Ю. М. Шейнманн в статье, касающейся тектоники Восточного Забайкалья, выделил три крупных тектонических зоны: северо-западную, центральную и юго-восточную.

В 1933 г. И. А. Молчанов составил очерк по угольным месторождениям Забайкалья, в котором высказал мнение о сплошном площадном развитии юрских угленосных свит.

Результаты минералогического изучения нерчинских полиметаллических руд приводятся в многочисленных статьях С. С. Смирнова. В совместной статье С. С. Смирнова и А. И. Касаткина (1930) дается описание железорудного месторождения Железный Кряж. В 1931 г. В. М. Крейтер в журнале «Разведка недр» опубликовал статью о месторождениях цветных металлов в Восточном Забайкалье и отдельную книгу посвятил описанию Кадаинского месторождения и результатов его разведки. В том же году С. С. Смирнов составил геолого-экономический очерк полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья.

В 1932 г. С. С. Смирнов на краевом Восточно-Сибирском съезде высказал свои представления о металлогении Восточного Забайкалья. В дальнейшем взгляды этого исследователя на поясовое распространение главнейших групп рудных месторождений в Восточном Забайкалье получили всестороннее развитие в ряде статей и сыграли большую роль в направлении поисковых работ на цветные, редкие и благородные металлы в пределах этого региона.

В 1933 г. вышла в свет книга С. С. Смирнова «Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья», в которой обобщен огромный архивный материал, а также суммированы сведения по геологии, минералогии и результатам разведочных работ. Сводная работа С. С. Смирнова долгое время была настольной книгой геологов, изучавших полиметаллические месторождения края и до настоящего времени она не потеряла своей актуальности.

В период изучения полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья проводились специальные гидрогеологические исследования (Ф. П. Смирнов, Н. И. Северов, Е. Е. Осипова) и были составлены гидрогеологические карты (1931, 1932).

Тридцатые годы характеризуются дальнейшим расширением геологических исследований и значительными работами по поискам в пределах Восточного Забайкалья флюоритовых месторождений. Эти работы связаны с именами Н. С. Лавровича (1934, 1936, 1937), И. Т. Тарасовой, Ю. П. Фрейвальда (1934), А. В. Гуляевой (1934, 1937а, 1937б). В 1937 г. Н. С. Лаврович составил подробную сводку по флюоритовым месторождениям этого региона. В этот же период времени изучались и угольные месторождения Восточного Забайкалья. В 1934 г. в статье А. Г. Багирянца, Л. В. Богунцева, Ф. Ф. Оттена и В. Пашковского дано

описание каменноугольных месторождений Забайкалья. Авторы пришли к выводу о приуроченности юрских угленосных отложений к замкнутым озерным бассейнам.

В 1933 г. была опубликована работа В. А. Обручева, в которой освещено геологическое строение Яблонового и Станового хребтов.

Большие геологосъемочные работы в 30-х годах проведены в западной части Читинской области, в бассейнах рек Хилка, Чикоя и Ингоды, а также в районах Малханского и Яблонового хребтов. В них принимали участие А. А. Арсеньев, И. В. Лучицкий, Б. А. Максимов, Д. С. Соколов, Б. А. Иванов, С. П. Коноплев, П. И. Налетов, А. С. Кульчицкий, Е. П. Бессолицын, В. Н. Верещагин, Б. А. Николаев. В результате этих работ было установлено широкое распространение в долинах рек Хилка, Чикоя и Ингоды мезозойских угленосных отложений и разнообразных эффузивных пород, а в области Малханского, Яблонового и Цаган-Хуртейского хребтов — гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов, амфиболитов, гранитов, диоритов и габбро и, отчасти, древних эффузивных пород. К северу от р. Хилка установлено значительное распространение немой толщи метаморфических пород, отмеченных еще В. А. Обручевым.

С 1934 по 1940 гг. в бассейнах рек Олекмы, Чары и Калара исследования проводили А. А. Арсеньев и И. А. Ефремов, которым удалось выделить среди метаморфических пород отложения нижнего кембрия. А. А. Арсеньевым совместно с Е. А. Нечаевой (1947) для бассейна р. Олекмы дана также подробная характеристика разреза платформенных отложений кембрия и более древних образований.

Особый интерес представляют геологические работы, проведенные Академией наук СССР в 1937 г. в Газимурзаводском районе; эти работы выполнены Е. В. Павловским и И. В. Лучицким, которые в своем отчете дают подробный геолого-петрографический очерк района, останавливаясь детально на вопросах стратиграфии, петрографии и тектоники. Образование медно-вольфрамово-магнетитовых скарнов Быстринского месторождения авторы генетически связывают с послеверхнеюрской интрузией гранодиорит-порфиров. Описанный этими авторами опорный разрез древнейших толщ сохраняет значение и до настоящего времени.

В бассейне верхнего течения р. Урюмка исследования проведены И. И. Катушенком, М. С. Нагибиной и М. П. Бархатовой. Геологические исследования на юго-восточном склоне Борщовочного хребта и в бассейне р. Даи были выполнены В. П. Масловым и А. Д. Зиновкиным, а в окрестностях г. Сретенска — А. Н. Алешковым.

С 1935 г. на значительной части территории, главным образом в Приаргунье, были начаты работы по крупномасштабному картированию (А. А. Смирнов, Н. Л. Кудрявцева, Р. П. Теуш и др.) под руководством Д. С. Соколова. В процессе съемочных работ были детально изучены вопросы геоморфологии, инженерной геологии, гидрогеологии и геологии четвертичных отложений. В геологических отчетах участников съемки большое внимание уделено стратиграфии, вулканизму и тектонике; в отчете А. А. Смирнова впервые описана распространенная севернее с. Усть-Уров фаунистически охарактеризованная толща девонских отложений. Позднейшие исследования внесли существенные коррективы в установленные этими исследователями схемы стратиграфии и вулканизма. В частности, было доказано, что они недостаточно детально и обоснованно расчленили палеозойские и юрские континенталь-

ные отложения и неправильно отнесли к послееюрскому времени крупных массивы палеозойских гранитоидов.

В 1935 г. С. А. Музылевым, М. М. Тетяевым и Н. И. Толстихиным была составлена крупномасштабная сводная карта Восточного Забайкалья. К этому же периоду относится выход в свет нескольких обобщающих статей. Ю. М. Шейнманном (1935) написана статья о граувакках Забайкалья и Северной Монголии и высказано мнение, что здесь имеются и палеозойские, и мезозойские граувакковые свиты. В своей статье О. М. Кичигина (1936) пресноводные мезозойские отложения Забайкалья, содержащие остракоды, синхронизировала с отложениями формации моррисон Северной Америки, которая относится к верхней юре.

Большой интерес представляет статья Д. С. Соколова о морских юрских отложениях Восточного Забайкалья (1936), в которой автор наметил схематические границы морского бассейна эпох лейаса и доггера и показал, что более грубообломочная алгачинская юра синхронична морским юрским отложениям и представляет собой лишь особую фациальную группу, а эстериновая юра моложе двух других фаций юрских отложений Восточного Забайкалья.

В 1937 г. в бассейне рек Кручины, Урульги и Талачи крупномасштабную геологическую съемку проводила И. С. Валицкая. В отчете И. С. Валицкой отмечается, что наряду с господствующим развитием интрузивных пород условно палеозойского возраста в районе широко распространены послееюрские интрузии гранитов, с которыми, по ее заключению, генетически связано золотое и редкометальное оруденение и, кроме того, встречаются граниты посленижнемелового возраста.

В 1937 г. был опубликован «Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР» А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и других авторов, в котором дана характеристика геологического строения и история развития Забайкалья.

В. А. Заварицкий (1937) опубликовал статью, посвященную характеристике гранитоидных пород Восточного Забайкалья, где он дает петрографическую и петрохимическую характеристику оловоносным гранитам этого региона. В этом же году Б. А. Максимов опубликовал работу о меловых и верхнеюрских отложениях Восточного Забайкалья, в которой высказал соображения об их образовании в отдельных депрессиях. Д. С. Соколов в статье, посвященной верхнепалеозойской складчатости Восточного Забайкалья, рассмотрел связь с этой складчатостью мощных интрузий гранитов. Ю. М. Шейнманн выступил со статьей, касающейся тектонических проблем, в которой высказал мнение, что Восточное Забайкалье относится к мезозойской складчатой области.

Большое значение в развитии представлений о геологическом строении Читинской области, несомненно, имеют опубликованные в период с 1935 по 1938 гг. три тома капитальной работы В. А. Обручева, посвященные геологии Сибири. На основе глубокого анализа новейших данных по стратиграфии, вулканизму и тектонике В. А. Обручев дает развернутую критику гипотезы М. М. Тетяева о покровном строении региона и объясняет обилие надвиговых структур в мезозое особыми условиями накопления осадков в мезозойских бассейнах, при котором «тангенциальное давление должно было проявиться очень сильно в этом узком заливе между двумя жесткими массами — древнего темени на северо-западе и маньчжурской на юго-востоке». Он отрицает существо-

вание выделенного Ю. М. Шейнманном «Монголо-Амурского складчатого геосинклинального пояса» и считает, что специфические структурные особенности Восточного Забайкалья не позволяют рассматривать ее как нормальную геосинклинальную зону мезозойского или более молодого возраста.

В. А. Обручев подчеркивает, что основные структуры Забайкалья имеют северо-восточные простирания и образовались в результате варисских складчатых движений; этому же направлению следуют и мезозойские складчатые структуры. Обобщая имеющиеся данные по стратиграфии, В. А. Обручев указывает на возможное присутствие в Восточном Забайкалье архейских образований, относит к протерозойскому возрасту метаморфическую песчаниково-сланцевую свиту и на основании найденной М. В. Бесовой фауны подчеркивает наличие кембрийских образований среди большей частью немых толщ известняков Восточного Забайкалья, относимых к палеозою.

В. А. Обручев разделяет взгляды Д. С. Соколова (1936) о том, что отложения «эстериновой юры» включают верхнеюрский и, возможно, нижнемеловой комплексы и, следовательно, являются более молодыми, чем отложения морской и алгачинской юры, которые по возрасту относятся к нижней — средней юре. Считая возможным отнесение угленосной свиты, выделенной по р. Аргуни (в районе поселка Чалбучи-Калга) Е. А. Пресняковым (1929, 1931а) к меловому возрасту, В. А. Обручев делает вывод, «что присутствие отложений континентального мела в Восточном Забайкалье еще не доказано, хотя более возможно, чем присутствие морской фауны этого возраста». Анализируя новейшие данные по вулканизму Восточного Забайкалья, В. А. Обручев приходит к выводу, что крупные интрузии гранитоидов в основном имеют домезозойский возраст, а относительно более молодых проявлений магматической деятельности он пишет, что «в Восточном Забайкалье в районе между Шилкой, Аргунью и Нижним Ононом, действительно, имеются небольшие штоки преимущественно очень кислых гранитов площадью до 300 км² юрского (доверхнеюрского) возраста, тогда как наличие послееюрских не доказано и вообще сомнительно. Кроме того, имеются еще малые интрузии и жилы порфиров и лампрофиров».

В 1939 г. И. С. Валицкая составила крупномасштабную геологическую карту листа М-50. И. В. Лучицкий, М. С. Нагибина и А. Д. Зиновкин опубликовали статью, посвященную описанию интрузивных комплексов Восточного Забайкалья. Ими выделено три главнейших этапа интрузивной деятельности: 1) каледонский, или верхнепротерозойский; 2) варисский, или раннекеммерийский; 3) позднекеммерийский.

Важное значение имеет работа О. Д. Левицкого «Гранитовые интрузии Восточного Забайкалья» (1939), в которой выделяются каледонские, варисские и мезозойские интрузивы. Годом позже Ив. Ф. Григорьев (1940) сравнил петрохимические особенности оловоносных гранитов Восточного Забайкалья с аналогичными гранитами других районов СССР.

Тридцатые годы характеризуются дальнейшим развитием поисковых работ, в особенности на редкие металлы, которые сопровождаются геологосъемочными и специальными тематическими исследованиями. Поисковые работы этого периода производились с применением шлихового опробования и с проходкой большого количества мелких горных выработок. В результате этих работ были открыты многие месторождения различных видов минерального сырья и, в особенности, олова.

В связи с обнаружением С. С. Смирновым (1925а, 1926в) в полиметаллических месторождениях значительных количеств мышьяковых минералов, еще с конца двадцатых годов проводятся специальные работы по поискам и разведке мышьяка (Б. И. Воздвиженский, А. Н. Ярошенко).

Поисковые работы на вольфрам и молибден, проводимые в Газимурозаводском районе, привели к открытию в 1935 г. незначительного по масштабам Быстринского скарнового месторождения. В этот же отрезок времени изучались мелкие вольфрамовые месторождения Ушмунского гольца (Постников, 1940) и молибденовые рудопроявления.

Открытие С. С. Смирновым (1927б) касситерита в рудах Смирновского месторождения послужило основанием для постановки здесь разведочных работ (1932, 1936) и ревизии на олово значительного числа полиметаллических месторождений Приаргунья. Эти работы были проведены В. И. Носовым, И. М. Озеровым (1935, 1937), Г. А. Петровой, М. И. Рохлиным (1936). В 1938—1939 гг. А. М. Бильтаев проводил ревизионные и поисковые работы на олово в Нерчинскозаводском районе. Значительные поисковые работы на олово осуществлялись в этот период времени также в районе поселка Зерен (Попов, Тимофеев, 1940; Сморгчов, 1940, 1941) в северо-восточном Приаргунье, в Газимурозаводском районе и других участках Восточного Забайкалья. Большое значение для направления поисков имели металлогенические работы С. С. Смирнова (1931, 1932б, 1936а, 1944, 1946 и др.). Интерес представляет монографическая работа О. Д. Левицкого «Вольфрамовые месторождения Забайкалья» (1939), в которой подтверждаются выводы С. С. Смирнова о расположении вольфрамовых месторождений в пределах Центрального оловянно-вольфрамового рудного пояса.

В 1940 г. вышла в свет статья Б. А. Иванова (1940в) о расчленении нижнемеловых угленосных отложений Забайкалья, в которой он выделяет три комплекса этих отложений: динозавровый, тургинский и продуктивный.

В результате региональных геологических исследований тридцатых годов, главным образом второй половины этого периода, собран большой фактический материал, который позволил сделать более конкретные и определенные выводы по основным узловым вопросам геологии Забайкалья. В этом отношении большую роль сыграли работы Е. В. Павловского, И. В. Лучицкого, А. А. Арсеньева, И. И. Катушенка, М. С. Нагибиной, Д. С. Соколова и И. С. Валицкой, до настоящего времени не потерявшие своего значения. Собранные материалы позволили окончательно опровергнуть представление о принадлежности Восточного Забайкалья к альпийскому геосинклинальному поясу, о резком преобладании на этой территории покровных структур и молодых альпийских гранитов.

В 1940—1941 гг. И. С. Валицкая в статье изложила свои представления по тектонике Восточного Забайкалья. В 1941 г. она охарактеризовала структурные особенности региона и составила по этой территории стратиграфический очерк. Она выделила нижнепалеозойский, среднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский этапы геологического развития и дала подробное описание складчатых структур каледонского, варисского и альпийского интрузивных циклов. В мезозойском этапе она выделяет ряд фаз тектонических движений, с которыми связано внедрение гранитов.

Д. С. Соколов в статье, опубликованной в 1940 г., дал характеристику главнейших этапов развития Восточного Забайкалья.

Рубеж тридцатых и сороковых годов отмечен выходом в свет ряда крупных обобщающих работ по тектонике Советского Союза, в которых дана трактовка основных тектонических особенностей Читинской области.

В труде А. Н. Мазаровича «Курс исторической геологии», вышедшем в 1938 г., развивается представление о сложном строении Забайкалья. В пределах этой территории (от берегов оз. Байкал до р. Аргуни) выделяются докембрийская, каледонская и мезозойская складчатые зоны, имеющие северо-восточное простирание. Автор критикует концепцию шариажей, которая развивалась М. М. Тетяевым.

В работе «Геотектоника СССР», изданной в 1938 г., М. М. Тетяев отказывается от своих прежних гиперболических представлений о восточно-сибирских шариажах. Однако, по его представлениям, все Забайкалье является частью весьма крупной альпийской складчатой зоны. Эта зона характеризуется глубоким размывом складчатых структур, благодаря чему мезозойские отложения сохранились лишь на незначительных по площади участках, представляющих собой узкие днища синклиналей. Для этой территории, по автору, характерны крупные надвиги чешуйчатого типа и кроме того широко развиты предверхнеюрские гранитоидные массивы и меловые граниты, с которыми связано основное оруденение, характерное для этого региона.

В 1941 г. была опубликована работа А. Д. Архангельского «Геологическое строение и геологическая история СССР». На тектонической схеме, составленной вместе с Н. С. Шатским, Восточное Забайкалье отнесено к мезозойской складчатой области. К северо-западу от г. Читы обозначена область древнепалеозойской складчатости, к которой примыкает докембрийский массив. В 1941 г. В. Н. Данилович на основании геологической съемки левобережья верхнего течения р. Газимура высказал мнение о наличии резкого несогласия между бохтинской и более древними свитами алгачинской юры и о приуроченности к этому перерыву мощной интрузии аленуевских гранитов.

Ю. К. Дзевановский и М. В. Кислякова (1944), производившие геологические исследования на этой же площади в 1942 г., установили доюрский возраст аленуевских гранитов и пришли к выводу о незначительной интенсивности киммерийских движений и наличии лишь мелких штоков кислых интрузий этого возраста.

В годы Великой Отечественной войны геологические работы в пределах Читинской области были направлены на расширение минерально-сырьевой базы.

К концу Отечественной войны в результате обобщения собранных к этому времени материалов появился ряд важных работ по металлогении Забайкалья. В опубликованной в 1944 г. статье «К вопросу о рудоносных интрузиях В. Забайкалья» Г. Л. Падалка наметил в пределах Восточного Забайкалья четыре основных интрузивных комплекса — каледонский, варисский, нижнекиммерийский и верхнекиммерийский. Вольфрамовое оруденение он связывает с ранним этапом интрузий верхнекиммерийского комплекса, представленного микрогранитами, лейкократовыми и пегматоидными гранитами.

К этому же времени относится работа С. С. Смирнова, посвященная описанию полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Помимо детально разобранных вопросов геологии и минерало-

гии полиметаллических месторождений, в работе даются и основные выводы по металлогении всего региона. Главная масса рудных месторождений Восточного Забайкалья в работе связывается с верхнеюрскими (донижнемеловыми) интрузивами.

В этот же период М. С. Нагибиной был опубликован ряд статей, посвященных описанию верхнемезозойских континентальных отложений Забайкалья.

В 1945—1947 гг. геологические съемки проведены в районе среднего течения р. Витима и в бассейне верхнего течения рек Олекмы и Тунгира (П. А. Смольский, А. М. Бутенко, П. И. Фомин, Ю. А. Куликов). В 1945 г. были начаты систематические геологосъемочные, поисковые и разведочные работы в районе верхнего течения р. Олекмы под руководством В. П. Доненко. В том же году в Приаргунье начались геологосъемочные работы Нерчинской экспедиции, продолжавшиеся до 1949 г. включительно. Основными исполнителями этих работ, А. Ф. Мушниковым, Д. И. Горжевским, Г. М. Митич и О. Н. Белоусовой при участии и под руководством В. Н. Козеренко и Е. М. Лазько, была заснята значительная часть области развития полиметаллических месторождений. В процессе этих работ внесено много нового в стратиграфию, тектонику, вулканизм и металлогению Приаргунья и прилегающих районов. В частности, в свите, непосредственно перекрывающей мощную нерчинскозаводскую карбонатную толщу, найдена разнообразная фауна силура. Составлены многочисленные разрезы нижнепалеозойских отложений, в которых были обнаружены синезеленые водоросли, датирующие эти отложения в рамках от среднего кембрия до ордовика включительно; выделен обломочно-карбонатный комплекс, аналогичный отложениям северной части Нерчинскозаводского района. В котором найдена фауна среднего девона.

В обломочных отложениях, ранее на основании литологических сопоставлений относимых к эстериной или алгачинской юре, во многих местах собраны богатые коллекции флоры алгачинского типа и в одном месте обнаружена пресноводная фауна средней юры; выявлены общие закономерности изменения юрских разрезов; выделен новый фациальный комплекс юрских отложений и установлены его соотношения с алгачинской юрой. Изучение интрузивных пород позволило работникам Нерчинской экспедиции прийти к выводу, что крупные гранитоидные массивы Приаргунья имеют доюрский возраст, и что характер мезозойских интрузий зависит от тектонических условий, резко отличающихся в разных зонах изученной территории.

По работам экспедиции в период 1946—1956 гг. написан ряд обобщающих статей, принадлежащих в основном В. Н. Козеренко и Е. М. Лазько, а также А. Ф. Мушникову и О. Н. Белоусовой. В частности, в материалах по тектонике и металлогении, принадлежащих В. Н. Козеренко, выделяются крупные структурно-фациальные зоны мезозойского возраста, отличающиеся своими металлогеническими особенностями. Кроме краевой зоны Восточно-Забайкальского прогиба (Приаргунской), которая, отличаясь специфической геологической характеристикой, является главной областью развития полиметаллических месторождений, была выделена иная по своим особенностям зона — переходная или редкометалло-полиметаллическая.

Положение этой зоны было обозначено на соответствующей схеме и подчеркнуты ее перспективы в отношении возможного обнаружения в ней молибденовых месторождений, ассоциирующих со специфическими

гранитоидными штоками умеренно-кислого состава. Эти положения в дальнейшем были подтверждены практикой геологоразведочных работ. Кроме того, была составлена карта прогноза полиметаллических руд и даны рекомендации в направлении поисков на полиметаллы; подчеркнуто большое значение северо-восточных районов — Газимурозаводского, Култуминского и других — благоприятных по своим геологическим особенностям и еще мало изученных. Большой интерес представляет минералогическое описание некоторых месторождений Восточного Забайкалья, составленное сотрудниками экспедиции Д. И. Горжевским, С. А. Горжевской и А. И. Витошкиной.

Окончательный сводный отчет о работах Нерчинской экспедиции подготовлен В. Н. Козеренко в 1953 г.; в 1954 г. к нему приобщены материалы по другим районам Восточного Забайкалья, а в 1956 г. геологическая часть этой монографии, представляющая большой интерес для исследователей Восточной Сибири, была опубликована.

В это же время группой геологов под руководством В. С. Коптева-Дворникова закартирована большая часть Борщовочного хребта и дано детальное описание метаморфических и интрузивных пород. В конце сороковых и в первой половине пятидесятых годов был опубликован ряд сводных обобщающих работ по стратиграфии Забайкалья. Эти работы в основном базируются на более ранних исследованиях. В первую очередь следует отметить работы М. С. Нагибиной по верхнемезозойским континентальным отложениям и докембрию (1946а, 1946б; 1947; 1948а, 1948б; 1951, 1952), Д. Ф. Масленникова — по пермским, Г. Г. Мартинсона — по мезозойским континентальным (1949, 1950, 1955а, 1955б), Л. Д. Кипарисовой — по триасовым, Б. А. Иванова — по мезозойским континентальным отложениям (1949а) и В. Д. Принады — по мезозойской флоре (1944, 1947, 1948, 1950).

Большой интерес представляют работы И. В. Лучицкого (1941, 1946, 1950а), М. С. Нагибиной по тектонике (1946б), Б. А. Иванова по тектонике (1949б), Н. А. Флоренсова по геоморфологии и тектонике (1947а, 1948а, 1949б, 1954а, 1954б), А. А. Якжина по тектонике и металлогении (1955 и др.), Г. Л. Падалки по металлогении (1953а, 1953б и др.), Е. А. Радкевич (1941) по характеристике рудных месторождений и металлогении.

В 1946 г. появилась работа С. А. Музылева, в которой большое внимание уделяется Забайкалью.

В 1946 г. была опубликована работа В. А. Обручева о роли молодых глыбовых движений в создании рельефа Сибири. В этой же работе подчеркивается роль молодых разрывов, контролирующих некоторые комплексы изверженных пород и связанные с ними рудные месторождения, а также указывается, что ряд исследователей преувеличил роль молодых мезозойских гранитов в Восточном Забайкалье, отнеся к этой группе «герцинские и даже каледонские» гранитоиды.

Особенно широкий размах геологические исследования в Читинской области приобрели начиная с 1949 г. в связи с организацией Читинского геологического управления.

С 1949 г. в пределах Забайкалья стали в значительном объеме проводиться также тематические работы рядом научно-исследовательских геологических организаций. Ю. А. Билибин занимался решением вопросов металлогении Забайкалья. Разработанный им метод регионально-металлогенического анализа (1947, 1948) он применил к территории Забайкалья (1953а, 1953б и др.). Здесь, в пределах ранее выделенных

С. С. Смирновым трех рудных поясов, он наметил ряд новых структурно-металлогенических зон. При этом он исходил из ошибочного предположения о том, что внутри алгачинского комплекса, между бохтинской свитой, считавшейся верхнеюрской, и нижележащими свитами юры существует крупное региональное несогласие, к которому приурочена главная масса гранитоидных интрузий Восточного Забайкалья.

В 1947—1948 гг. были изданы листы геологической карты, составленные М. М. Тетяевым и Т. С. Ивановой (М-50), Н. А. Флоренсовым (М-49), В. Г. Дитмаром (О-50).

В 1949 г. для значительной части Забайкалья Г. Л. Падалка составил среднемасштабную рабочую геологическую карту. В 1950 г. была опубликована работа И. В. Лучицкого по вулканизму Восточного Забайкалья, а в 1951 г. — статья Е. В. Павловского и Н. А. Флоренсова по истории геологического развития Восточной Сибири. С 1951 г. к комплексному изучению полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья приступила группа сотрудников ВСЕГЕИ под руководством Г. С. Лабазина. Их выводы по стратиграфии палеозойских и мезозойских отложений оказались ошибочными, а схема интрузивного вулканизма мало отличалась от соответствующих построений группы Ю. А. Билибина.

В 1953 г. опубликована тектоническая карта Советского Союза, составленная под руководством Н. С. Шатского. Геологическое строение Читинской области изображено на ней по макетам И. В. Лучицкого и М. С. Нагибиной. В пределах Восточного Забайкалья на карте выделено несколько главнейших структурных элементов: Приаргунское поднятие, Центральная синклиналиальная зона, Борщовочный антиклинорий, Северо-Западная синклиналиальная зона и Агинское поднятие. Структурное расчленение Восточного Забайкалья, нашедшее отражение на этой карте, является значительным шагом вперед в понимании главнейших особенностей геологического строения этого региона.

Поисково-съемочные и геологоразведочные работы последнего периода времени, проводимые Читинским геологическим управлением, внесли много нового в понимание геологического строения исследованной территории и привели к открытию большого количества промышленных месторождений черных, цветных и редких металлов, угля и различных неметаллических видов минерального сырья.

В результате работ по поискам и разведке полиметаллических месторождений, проведенных Читинским геологическим управлением и Забайкальской геофизической экспедицией, выявлены новые рудные тела в пределах известных ранее рудных полей. Наиболее существенных результатов в этих работах достигли К. Д. Шолжин, Л. Н. Ленюк, М. Р. Дудин, М. И. Корольков, А. К. Сахнов, Е. А. Чекавцев, А. М. Кулагашев, В. А. Снетков, И. И. Гланц, А. Ф. Мушников, Д. Б. Плигина, Н. И. Тихомиров, О. А. Савадский, А. Е. Савадская, Г. И. Князев и др. Успехом увенчались поисковые и разведочные работы на молибденовые и вольфрамовые руды. Здесь наиболее важную роль сыграли исследования Г. И. Телешева, В. П. Доненко, А. К. Сахнова, О. А. Савадского, А. Е. Савадской, Н. М. Тарасова, Ф. М. Морозова, И. И. Гланц, А. Д. Щеглова.

Существенных успехов в разведке нового железорудного района в Приаргунье добились Ю. П. Писцов и И. И. Муратова.

Значительные результаты достигнуты по поискам и разведке плавленого шпата В. С. Гребенниковым, З. М. Даниловой, Б. В. Блиновым.

В результате поисково-разведочных работ на медь, произведенных под руководством М. И. Королькова, в пределах области оконтуриена большая площадь развития медистых песчаников. Крупные по масштабам буроугольные месторождения разведаны в последние годы А. М. Шмуйловичем и В. А. Анферовым. Значительные работы были проведены Читинским геологическим управлением по обобщению накопившегося к 1952—1953 гг. материала по геологии и полезным ископаемым. В этих работах, проводившихся под руководством А. А. Демина, участвовали В. Т. Барановский, К. В. Барановская, И. И. Вишневская, А. К. Ганин, В. М. Голубенко, А. М. Лейтес, Л. А. Таратута, А. С. Черных, Б. Г. Черных и др.

С 1954 г. развернулись работы по подготовке к изданию крупномасштабной геологической карты Забайкалья. В работе принимали участие А. Ф. Мушников, В. В. Старченко, В. И. Фельдман, Г. И. Князев, В. П. Краснов, И. Г. Рутштейн, А. А. Локерман, М. И. Тулохонов, И. Н. Тихомиров, А. М. Лейтес, И. И. Вишневская, А. В. Внуков, А. И. Самусин, М. Ю. Фишкин, С. М. Синица, Ю. Ф. Мисник.

В северных районах Читинской области проводились детальные геологопоисковые и съемочные работы, в которых принимали участие Л. И. Салоп, Г. Л. Падалка, А. И. Ивашенцев, А. О. Розенцвит, П. Е. Луненок, А. Е. Дербина, К. К. Денисов, Е. И. Бурова, Ю. П. Денгин и др. В течение ряда лет, начиная с 1954 г., коллективом сотрудников ВСЕГЕИ велись работы с целью издания среднемасштабной карты Восточного и Центрального Забайкалья.

В связи с геологосъемочными и поисковыми работами последнего времени получены новые данные по геологии Забайкалья. В карбонатных отложениях нижнего палеозоя Нерчинскозаводского района выявлены археоциаты, а в более высоких стратиграфических горизонтах, представленных в основном песчано-сланцевыми свитами, определены споры, на основании которых породы, их заключающие, отнесены в возрастные рамки от среднего кембрия до ордовика включительно. В самых верхах карбонатной свиты, венчающей разрез нижнего палеозоя Нерчинскозаводского района, установлена фауна венлокского яруса силура. Много новых данных получено по среднепалеозойским отложениям Восточного Забайкалья. В районах Приаргунья выявлен участок развития отложений живетского яруса среднего девона (район с. Доно), установлено несогласное залегание благодатской свиты, содержащей фауну нижнего — среднего девона, на нижележащих палеозойских свитах, а также встречен новый комплекс пород, датируемый верхним девоном — нижним карбоном.

В Газимурозаводском районе выявлены отложения всех трех отделов девонской системы. Новые данные, полученные о возрасте интрузивных пород Забайкалья, доказывают наличие в пределах этого региона каледонских интрузивов и широкое развитие гранитоидных интрузий среднепалеозойского возраста.

В Центральном Забайкалье выявлено широкое распространение пермских отложений и доказано наличие пермских гранитоидных интрузий. В Приаргунье обнаружены континентальные пермские отложения, которые к северо-западу быстро меняют свой характер; на междуречье Шилки и Аргуни, а также по левобережью Шилки встречены отложения, условно относимые к перми, и прорывающие их разнообразные интрузивные породы. Новые данные позволили синхронизировать морские и алгачинские юрские отложения Восточного Забайкалья и существ-

венно дополнить представления о стратиграфии мезозойских отложений Центрального Забайкалья. Полученный в последнее время новый фактический материал дал/возможность уточнить возраст мезозойских интрузий и убедительно показал, что в пределах различных мезозойских структурно-фациальных зон разновозрастные мезозойские интрузии имеют разный характер, закономерно связанный с особенностями тектонического режима, характерного для этих крупных тектонических единиц.

Полученные данные позволили составить мелкомасштабную геологическую карту для всей территории Читинской области (Быховер, Лейтес и др., 1954 г.).

В середине 50-х годов аэромагнитную карту Восточного Забайкалья составили В. В. Сусленников и М. А. Добин.

В работах по составлению среднемасштабной геологической карты Забайкалья основное участие принимали Г. Л. Падалка, Н. И. Тихомиров, Л. Д. Щеглов, Н. В. Шталь, Д. М. Шилин, В. С. Кормилицын.

В связи с региональными геологическими исследованиями последнего периода проводились также тематические исследования. В 1954 г. О. Н. Белоусова закончила работу по мезозойским интрузивам Восточного Забайкалья. В последние годы Т. О. Забокрицкий, Т. В. Стасюкевич и другие геологи изучали стратиграфию юрских отложений Восточного Забайкалья; Н. В. Шталь в течение ряда лет изучала мезозойские интрузии Восточного Забайкалья.

В 1955—1956 гг. Геологическим институтом и Советом по изучению производительных сил АН СССР совместно с Читинским геологическим управлением была подготовлена коллективная сводная работа по изученности, геологическому строению и полезным ископаемым всей территории Читинской области (Арсеньев, Буфф, Лейтес, 1958).

С 1956 г. к тематическим исследованиям приступили также партии Читинского геологического управления. С. С. Красинец и О. В. Сосницкий занимаются стратиграфией палеозойских отложений Агинского поля. С 1957 г. Г. И. Князевым, Ю. П. Писцовым и другими исследователями изучаются палеозойские и меловые отложения Восточного Забайкалья. В это же время была составлена мелкомасштабная геологическая карта Читинской области (В. П. Кузнецов, Л. А. Таратута и др.).

Тематические исследования по изучению полиметаллических и вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья проводились работниками ИГЕМ АН СССР В. В. Архангельской, Л. П. Поляковой и др. На ряде месторождений цветных и редких металлов Забайкалья осуществлялось изучение структур рудных полей и их минералогии. Эти работы выполнялись В. В. Аристовым, К. Ф. Кузнецовым, А. И. Свириным, Р. Н. Гудиашвили, А. И. Ступиной и др. В области региональной геологии, тектоники и металлогении в последние годы проведены работы Г. Л. Падалкой, В. Н. Козеренко (1956), Л. И. Салопом (1954, 1956а и 1956б, 1958а, 1958б, 1958в, 1958г и др.), А. А. Якжиным (1955 и др.), Н. А. Флоренсовым (1954а и 1954б и др.), Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1955, 1956 и др.).

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Читинская область расположена в южной части Восточной Сибири и граничит на западе с Бурятской АССР, на северо-западе с Иркутской областью, на северо-востоке с Амурской областью и на юге с Монгольской и Китайской Народными Республиками. Крайние пункты Читинской области заключены между $49^{\circ} 10'$ и $58^{\circ} 30'$ с. ш. и $107^{\circ} 45'$ и $122^{\circ} 10'$ в. д. (см. рис. 1).

Эта огромная территория, значительно превышающая по площади такие страны как Великобритания, Польша или Югославия, характеризуется резкими контрастами ландшафта. Наряду с горами альпийского типа, расположенными на севере и западе области, имеются обширные, слабо всхолмленные пространства на юге. Климат области отличается резкой континентальностью.

РЕЛЬЕФ

В пределах описываемой территории, являющейся частью Байкальской горной области, которая простирается от р. Лены на западе до р. Олекмы на востоке, и Забайкалья, отчетливо выделяются три крупных региона: 1) Олекмо-Витимская горная страна и две из трех областей Забайкалья; 2) Центральное Забайкалье; 3) Восточное Забайкалье. Каждый из них в соответствии с характером рельефа и геологического строения подразделяется на ряд орографических районов.

ОЛЕКМО-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

Эта территория охватывает северную часть Читинской области, характеризуется резко расчлененным рельефом и значительными абсолютными высотами, достигающими 2500—3000 м. Южная ее граница проходит примерно по среднему течению рек Ингоды и Шилки, западная — по р. Витиму, восточная — по р. Олекме.

Наиболее крупными орографическими единицами ее являются протягивающиеся параллельно друг другу в северо-восточном направлении горные хребты Кодар, Удокан, Каларский, Янкан, Яблоновый, хребет Черского, Олекминский Становик. В пределах этой горной страны можно выделить два района: Кодаро-Каларский и район Олекминского Становика.

Кодаро-Каларский район охватывает самую северную часть Читинской области. Расположенные здесь Кодарский, Удоканский и Каларский хребты являются восточным продолжением системы Муйских хребтов.

Одной из характернейших особенностей строения всей этой горной системы является ее общая симметричность по отношению к расположенному в центре хребту Удокан.

Хребет Кодар, начинающий с севера ансамбль горных сооружений Читинской области, представляет собой сплошной массив, расчлененный многочисленными глубоко врезанными речными долинами на отдельные гольцовые группы, в которых резко выделяются гребневидные, зубчатые или остроконечные вершины, поднимающиеся на высоту до 2500—3000 м (абс.). Здесь резко выражен альпийский характер рельефа. Хребет асимметричен: северный его склон относи-

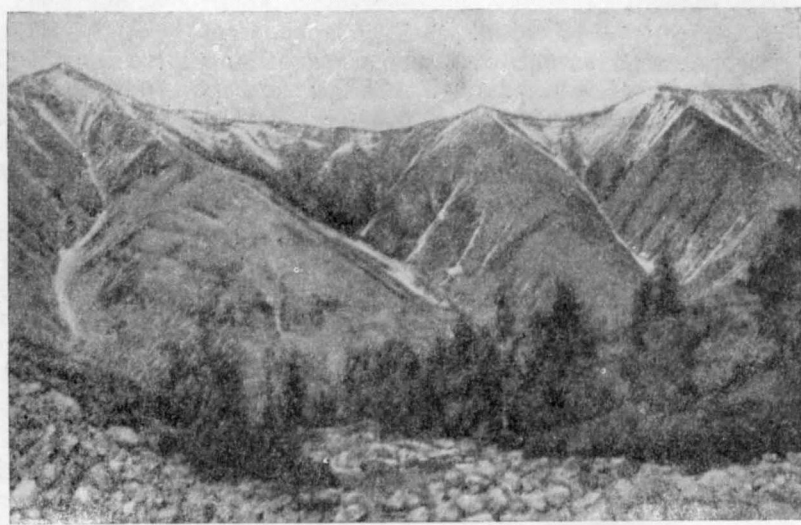


Рис. 2. Водораздельная часть Удоканского хребта

тельно пологий, южный — резко и круто обрывается в сторону Верхне-Чарской котловины и сильно расчленен крутыми висячими долинами.

Расположенный южнее хребет Удокан представляет совокупность беспорядочно разбросанных гольцов и гольцовых групп (шириной в 40—50 км), поднимающихся над уровнем моря до высоты 2000—2500 м. В осевой части хребта иногда наблюдаются сглаженные поверхности, представляющие собой в отдельных участках базальтовые плато. Хребет расчленен многочисленными долинами, среди которых резко выделяются скалистые гребни водоразделов, лишенные древесной растительности (рис. 2). Оба склона Удоканского хребта отличаются значительной крутизной.

Каларский хребет в своей центральной части смыкается с хребтом Удокан, а затем постепенно уходит на юго-запад. Максимальные высотные отметки находятся в его восточной части (голец Скалистый — 2467 м, голец Снежный — 2355 м, голец Пирамидальный — 2241 м). Хребет круто обрывается к северу и очень незаметно снижается к югу, характеризуясь мягкостью очертаний продольного профиля. Хребет Янкан является водоразделом рек Калара и Калакана и представляет собой плоский массив с редкими скалистыми гольцами.

Из отрицательных форм рельефа рассматриваемой части Олекмо-Витимской горной страны наиболее крупными являются вытянутые в северо-восточном направлении Верхне-Чарская, Верхне-Каларская и Муйско-Кондинская котловины. Все они представляют собой впадины тектонического происхождения, образовавшиеся в недавнем геологическом прошлом. Нередко в этих котловинах можно наблюдать типичный моренный ландшафт с чередованием множества ледниковых озер, болот и песчаных холмов.

Верхне-Чарская котловина, достигающая в длину 100 и в ширину 30 км, располагается на высотах от 615 до 980 м над уровнем моря.



Рис. 3. Троговая долина в Кодарском хребте

Центральная часть ее днища занята поймами р. Чары и ее многочисленных притоков. Муйско-Кондинская котловина (абсолютные отметки днища 460—580 м) заходит в пределы рассматриваемой территории лишь своей крайней восточной частью. Она охватывает заболоченные поймы рек Витима и Конды (Куанды) и значительные площади их высоких террас. Верхне-Каларская котловина (площадью 55×15 км) характеризуется наиболее высоким положением своего днища (1400—1500 м над уровнем моря), которое снижается в отдельных участках, приуроченных к поймам рек Чины и Калара, до 1200—1400 м.

Для Кодаро-Каларского района характерны ярко выраженные следы оледенения, проявляющиеся в виде мощных морен и флювиогляциальных отложений, а также таких форм рельефа, как троговые долины (рис. 3), каровые озера, цирки (рис. 4), широкие ледниковые долины с многочисленными ригелями и т. д.

Район Олекминского Становика резко отличается от Кодаро-Каларского и представляет собой территорию, характеризующуюся своеобразными формами рельефа, близкими уже к формам рельефа Забайкалья. Для него характерно преобладание сравнительно

коротких хребтов (Джалиро-Тунгирский, Витимо-Нерчинский, Нерчинско-Олекминский), представляющих собой разделенные глубокими и широкими продольными впадинами гряды увалов, вытянутых в северо-восточном направлении и расположенных кулисообразно относительно друг друга. Эти увалы, покрытые обширными осыпями и развалами, слабо выделяются на фоне общей поверхности, характеризующейся типичным среднегорным рельефом. Так, если абсолютные отметки этой поверхности составляют 1000—1100 м, то высота увалов достигает

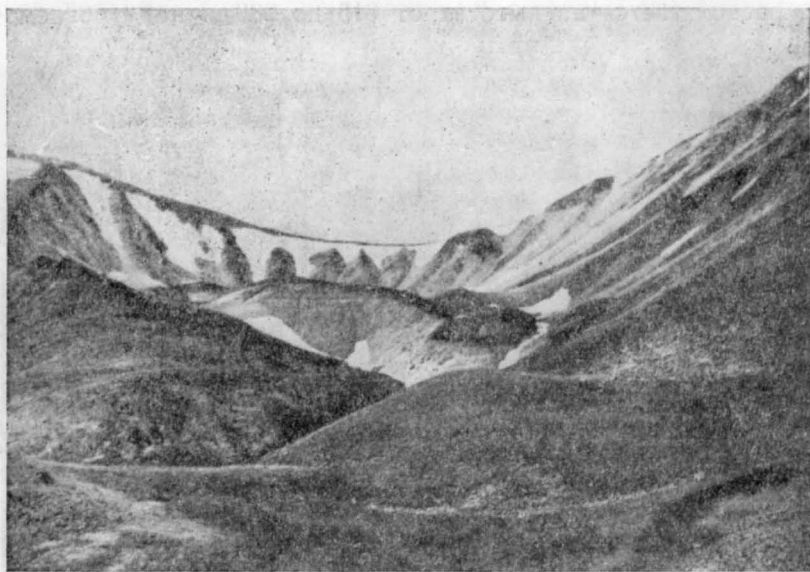


Рис. 4. Ледниковый цирк в Кодарском хребте

1300—1500 м и реже (в пределах хребта Олекминский Становик) 1600—1800 м. Незначительны здесь и относительные превышения вершин увалов над днищами разделяющих их депрессий. Они составляют обычно 250—300 м.

ЗАБАЙКАЛЬЕ

Забайкалье представляет собой средневысотную горную страну с массивными горными кряжами и узкими плосковогнутыми депрессиями и еще более узкими речными долинами. Преобладающее большинство орографических единиц Забайкалья располагается параллельно друг другу, простираясь в направлении с юго-запада на северо-восток.

Центральное Забайкалье

Оно охватывает всю западную часть Читинской области. Восточная его граница проходит по Алтано-Кыринской депрессии, а северо-восточная — по водоразделу рек Оленгуя и Туры. По характеру рельефа здесь отчетливо выделяются два района — Хилокский и Чикой-Ингодинский.

Хилокский район располагается в северной части Центрального Забайкалья (в границах Читинской области). На юге он ограни-

чен участком широтного течения р. Чикоя. Большая часть его занята степью; горные кряжи имеют выдержанное простирание с западо-юго-запада на восток-северо-восток. Кряжи достигают сотен километров в длину при ширине 30—40 км с абсолютными отметками наиболее возвышенных частей 950—1000 м. Они разделены глубокими долинами, имеющими направление, согласное с простиранием кряжей или перпендикулярное к ним. Наиболее крупными кряжами являются Яблоновый, Цаган-Хуртэйский и Малханский.

Яблоновый хребт имеет наибольшую протяженность. Он начинается в бассейне среднего течения р. Хилка и простирается на северо-восток, до бассейна нижнего течения р. Каренги, т. е. заходит в Олекмо-Витимскую горную страну, где является водоразделом рек Витима и Каренги. Наиболее отчетливо хребт выражен в районе Читы, где он служит водоразделом между бассейнами Тихого и Ледовитого океанов. Водораздельная часть хребта представляет собой широкое плато. Яблоновый хребт асимметричен: его восточный склон значительно круче и выше западного.

Долины рек восточного склона нередко имеют ущельеобразный поперечный профиль, а долины рек западного склона широкие и заболоченные, с пологими склонами. Наивысшей точкой хребта является гольц Чингикан (1645 м).

Хребт Цаган-Хуртэй, являющийся водоразделом рек Хилка и Уды (бассейн р. Селенги), расположен на границе Читинской области и Бурятской АССР. Общая длина его составляет 250 км при ширине 30—40 км; максимальная абсолютная отметка 1592 м.

Малханский хребт, являющийся водоразделом рек Чикоя и Хилка, представляет собой широкое сглаженное горное сооружение с куполообразными вершинами — гольцами. В западной части хребта находится его максимальная высотная отметка (1782 м). Из депрессий района (Ингодинской, Чикойской, Хилокской и др.) наиболее крупной является Хилокская. Она расположена между Цаган-Хуртэйским и Яблоновым хребтами и протягивается в восток-северо-восточном направлении через всю территорию района. Длина ее составляет около 400 км, ширина — от 5 до 10 км.

Чикой-Ингодинская горная страна располагается к югу от Малханского хребта вплоть до границы СССР с Монгольской Народной Республикой. Это наиболее высокогорная часть Забайкалья со слабым развитием впадин, зажатых многочисленными массивными горными кряжами, отдельные вершины которых, как правило, плоские и иногда со ступенчатыми склонами, достигают 2000—2500 м (голец Сохондо 2508 м, Чикойский 2523 м и др.), с многочисленными следами оледенения в виде цирков, трогов, морен, с наличием многочисленных гольцовых террас со значительным углублением долин, нередко имеющих в верховьях вид узких ущелий и т. д. Плавными очертаниями характеризуются наиболее высокие вершины хребтов. В частности, гольц Сохондо имеет вид широкого, плоского купола со ступенчатыми склонами. Наиболее крупными хребтами этой горной страны, далеко уходящими за ее пределы, являются Даурский, Борщовочный и хребт Черского.

Хребт Черского, длиной около 700 км, протягивается вплоть до верховьев р. Нерчи. Максимальные высотные отметки (1500—2000 м) располагаются в южной и северной частях хребта, в то время как абсолютные отметки его средней части не превышают 1000 м. Даурский

хребет представляет собой сложное горное сооружение и состоит из островных и останцовых гор и невысоких горных массивов, выделяющихся на фоне обширных пенепленизированных пространств. Далее к юго-востоку, начинаясь в районе Алтано-Кыринской депрессии и затухая у слияния рек Шилки и Аргуни, простирается более чем на 900 км Борщовочный хребет, по характеру напоминающий Даурский. Абсолютные отметки его уменьшаются с юго-запада (2500 м) на северо-восток (1000 м).

Указанные три хребта нечетко разграничиваются орографически и вместе со своими отрогами образуют в целом область типичного среднегорного рельефа.

Большинство рек течет здесь в северо-восточном направлении, параллельно простираению хребтов. Имеются, однако, и поперечные долины.

Восточное Забайкалье

Эта обширная область расположена к востоку от Центрального Забайкалья и к югу от Олекмо-Витимской горной страны до государственной границы с Монголией и Китаем.

Для Восточного Забайкалья характерно преобладание небольших (до 1000 м) абсолютных высот и относительных превышений. Наиболее типичным для орографического облика этой территории является рельеф среднегорья с мягкими, плавными очертаниями, обусловленными спокойными водоразделами и пологими склонами широких долин. Здесь сочетаются различные типы рельефа: горный, холмистый, мелкосопочный и на отдельных участках даже равнинный. В Восточном Забайкалье можно выделить Агинские степи* и его южную и северную части.

Агинские степи граничат на западе с Центральным Забайкальем, на севере — с районом Олекминского Становика, на востоке граница проходит по рекам Онону и Борзе. Вдоль северной окраины Агинских степей проходит Борщовочный хребет. Южнее протягиваются хребты Газимуро-Ононский и Эрмана (Пограничный). Первый, начинаясь на левобережье р. Онона (в районе поселка Кыра), протягивается по направлению к ст. Оловянная, где служит водоразделом рек Унды и Турги; хребет Эрмана следует примерно параллельно ему. Эти хребты в пределах рассматриваемой территории распадаются на множество разобщенных мелких сопок — холмов, возвышающихся над окружающей местностью обычно не более чем на 70—100 м. Такие сопки безлесны. Здесь имеет место типичный мелкосопочный рельеф. Средние абсолютные высоты варьируют в пределах от 600 до 650 м.

Несколько иной характер рельефа наблюдается в юго-западной части Агинских степей между Алтано-Кыринской депрессией, поселком Кобухай, р. Ононом и границей с Монгольской Народной Республикой. Система развитых здесь плоских массивных возвышенностей характерна для зоны, переходной от мелкосопочника Агинских степей к горно-таежному рельефу Чикой-Ингодинской горной страны.

Южная часть охватывает крайнюю юго-восточную часть Восточного Забайкалья (южное Приаргунье) и ограничена с юга и востока государственной границей с Китайской Народной Республикой, а с севера — северными отрогами Нерчинского хребта.

* В геологической литературе эту территорию обычно именуют Агинским палеозойским полем или просто Агинским полем.

Здесь широко развиты различно ориентированные сухие пади, представляющие собой расширенные продолговатые котловины. Их днища постепенно понижаются к юго-западу, в сторону Монголии, и имеют форму широкого корыта. Ширина падей колеблется от 1 до 6 км, достигая в одном случае (падь Урулюнгуй) 12—20 км. Кроме того, здесь имеются слабо дренированные или вовсе бессточные котловины типа монгольских «гоби», характеризующиеся расплывчатыми и сложными контурами.

Северная часть Восточного Забайкалья (междуречье Шилки и Аргуни) имеет в основном среднегорный рельеф, который наиболее четко выражен на севере, где параллельно друг другу в северо-восточном направлении простирается ряд хребтов (Шилкинский, Газимурский, Алеурский, Урюмканский), разделенных продольными, обычно резко асимметричными долинами. Горные сооружения здесь относительно невысокие (1000—1200 м). Южнее наблюдается более спокойный рельеф, занимающий промежуточное положение между мелкосопочником Южного Приаргуныя и ландшафтом Северного Приаргуныя.

ГИДРОГРАФИЯ

РЕЧНАЯ СЕТЬ

Реки описываемой территории входят в состав водосборных бассейнов Амура, Лены и Байкала. Амур образуется в крайней восточной части Читинской области слиянием рек Шилки и Аргуни. Аргунь берет начало в пределах КНР, на западном склоне Б. Хингана. Шилка образуется слиянием рек Онона, начинающегося на территории МНР, и Ингоды. Наиболее крупными притоками этих рек в пределах Читинской области являются реки Нерча и Черная, впадающие в Шилку; реки Кыра, Ага, Унда и Борзя, впадающие в Онон; реки Газимур, Уров и Урулюнгуй, впадающие в р. Аргунь.

К бассейну Лены относятся р. Витим с притоками Кондой, Каларом, Калаканом, Каренгой и Олекмой; последняя проходит в Читинской области своим верхним течением, и ее наиболее крупными притоками являются Тунгир и Чара. К бассейну озера Байкал относятся правые притоки р. Селенги (расположенной за пределами описываемой площади) — Чикой и Хилок.

В южной части области имеется бессточная котловина Торейских озер.

Густота речной сети различных районов Забайкалья и Олекмо-Витимской горной страны различна. Средняя ее величина составляет 130—150 м/км². Наибольшая густота характерна для области Станового водораздела (хребет Олекминский Становик), где она составляет 200—250 м/км², в то время как в равнинных районах Юго-Восточного Забайкалья густота речной сети не превышает 100 м/км². Строение речной сети отчетливо подчиняется общему плану расположения горных хребтов и межгорных депрессий. Подавляющему большинству рек свойственны резкие изменения направления течения.

Для участков забайкальских рек, проходящих параллельно горным хребтам и приуроченных к межгорным депрессиям, характерны относительно малые уклоны и скорости течения.

Поперечные участки долин обладают значительной крутизной продольного профиля, высокими скоростями течения и большим количеством порогов и перекатов. Питание рек осуществляется летне-осенними

дождевыми, талыми и грунтовыми водами. Наибольшее значение имеют первые. Условия питания определяют характерные черты водного режима всех рек области. В зимнее время резко сокращается питание, происходит значительное ослабление стока в наиболее крупных реках, а подавляющее большинство малых рек промерзает до дна. Максимальные количества стока приходится на летнее время, когда выпадает наибольшее количество атмосферных осадков.

Уровеньный режим рек тесно связан с годовым распределением стока. Максимальные уровни приходятся на время наибольшего стока, соответствующее июню—августу; колебание уровней не превышает обычно 4—5 м, достигая более значительных величин (но не выше 8—10 м) лишь в бассейне р. Витима. Весеннее половодье не вызывает значительных подъемов уровня, однако летние паводки, начинающиеся после выпадения обильных в июне и июле дождей, часто влекут за собой наводнения. В связи с похолоданиями, начинающимися во второй половине сентября, паводки затухают, и небольшое увеличение уровней наблюдается уже в период замерзания рек.

Замерзание большинства рек происходит в конце октября—начале ноября. Толщина льда на крупных реках 1 м. Чрезвычайно характерно для забайкальских рек образование наледей, особенно интенсивное в феврале и марте. Реки вскрываются в конце апреля—начале мая.

Река Шилка на участке ниже г. Сретенска издавна была судоходной. Транспортировка на малотоннажных судах возможна только по рекам Аргуни, Онону, Ингоде, Витиму, Олекме, Тунгиру, Чаре, Калару, Чикою и Хилку.

ОЗЕРА И БОЛОТА

Имеющиеся на территории Читинской области озера относятся к различным генетическим типам. Среди них известны ледниково-эрозионные, карстовые, мерзлотно-провальные, пойменные и таежно-болотные, а также озера, являющиеся реликтами некогда обширных водоемов. Ледниковое происхождение (моренное, каровое) имеет подавляющее большинство озер Олекмо-Витимской горной страны. Наиболее крупными из них являются Ничатка, Большое и Малое Леприндо, Леприндокан, Намаракит, Амудиси. Значительное количество небольших каровых озер имеется в водораздельных частях Кодарского, Удоканского и Каларского хребтов. Небольшие озера ледникового происхождения известны также в южной части описываемой территории, в пределах гольцовых групп Сохондо и Хонин-Чулуна.

Небольшие пресноводные озера, известные в северо-западной части Агинской степи, имеют, по-видимому, карстовое происхождение. Питание их происходит главным образом за счет подземных вод.

Большое количество озер принадлежит к реликтам древней речной сети, пойменным и мерзлотно-провальным образованиям. Все они невелики по площади, неглубоки, а их воды обогащены органическим веществом. Эти озера и еще более мелкие таежно-болотные водоемы наиболее широко распространены на участках межгорных впадин северной части Читинской области и Чикой-Ингодинской горной страны. Пересыхающие озера-солончаки—Зун-Торей и Барун-Торей, находящиеся на границе с Монгольской Народной Республикой, представляют собой, по-видимому, остатки обширных континентальных водоемов. Возможно, что остатками древних пресноводных бассейнов являются и Читинские

(Беклемишевские) озера, расположенные северо-западнее г. Читы, на водоразделе рек Хилка и Конды, а также озеро Кенон, подходящее с запада к г. Чите.

Важное значение имеют минерализованные озера — Борзинское, Гуджиртай, Цаган-Нор и некоторые другие, находящиеся в пределах Приононской равнины, а также соленые озера Ингодинской депрессии. Некоторые из них, например Доронинское, находящееся на левобережье Ингоды (юго-западнее Читы), с давних времен известны как месторождения соды.

Крупные болота, имеющие значительную глубину и мощные отложения торфа, в пределах Читинской области отсутствуют. Однако здесь широко распространены различного типа и облика заболоченные земли, покрытые травяным, кустарниковым и лесным покровом. Наибольшие площади заняты кустарниковыми болотами (севернее долины р. Шилки). По всей территории области известны безлесные «мари». В таежных районах северо-восточного Забайкалья и Чикой-Ингодинской горной страны на пологих водораздельных пространствах и в верховьях рек имеются травянистые «калтусы».

Болота развиваются не только в низинах, но и на вершинах и склонах затаеженных гор. Иногда заболачивание происходит на участках «гарей» после таежных пожаров.

КЛИМАТ

Климатические условия Читинской области определяются ее положением внутри континента, на расстоянии многих тысяч километров от ближайших морей. Сложное орографическое строение области и ее значительная протяженность с юга на север обуславливают неодинаковые климатические условия в различных частях области. Здесь наблюдается тесное переплетение климатических элементов сибирской тайги и монгольских степей.

Некоторые общие черты резко континентальных климатических условий области отличают ее от умеренных климатических условий соответствующих широт Западной Сибири и Европейской части СССР. Для климата Читинской области характерны отрицательные среднегодовые температуры воздуха (несколько градусов ниже нуля), короткое теплое лето (средняя температура июля $+20,7^{\circ}$ в Нерчинске и $+18,7^{\circ}$ в Чите); суровая продолжительная зима (средняя температура января $-32,5^{\circ}$ в Нерчинске и $-27,4^{\circ}$ в Чите), малое годовое количество атмосферных осадков, составляющее 200—250 мм в южной части области и 350—450 мм в северных таежных районах и, наконец, приуроченность 60—80% годовой суммы осадков к летнему времени, в то время как зимой в виде снега выпадает не более 5—10%.

Мощность снежного покрова в степных районах не более 10—12 см. Отдельные участки нередко лишены его. В горных районах мощность снежного покрова увеличивается. Средние из декадных высот снежного покрова изменяются от 15 до 50 см в межгорных депрессиях, значительно увеличиваясь в горах. Таежные районы характеризуются мягкостью климата, большим количеством снега и весенних осадков по сравнению с равнинными участками Забайкалья. На склонах, обращенных на юг и защищенных от холодных северных и северо-западных ветров, наблюдаются более высокие температуры воздуха и почвы, чем на склонах северной экспозиции. В южных и центральных частях обла-

сти, в пределах положительных форм рельефа в зимнее время отмечаются более высокие температуры, чем в депрессиях, где скапливаются массы наиболее холодного воздуха.

Суровый климат Читинской области благоприятствует процессам инсоляционного и морозного выветривания, способствующим интенсивному разрушению горных пород и накоплению элювиальных и делювиальных россыпей, курумов и каменных морей. Высокие летние температуры стимулируют также процессы химического выветривания, сопровождающиеся образованием и накоплением солей, наблюдающихся в солончаках и минеральных озерах. Малоснежные и холодные зимы и недостаточный прогрев почвы в летнее время обуславливают почти повсеместное распространение многолетней мерзлоты, с которой связан целый ряд таких явлений, как наледи, гидролакколиты, термокарст, заболачивание, солифлюкция с образованием нагорных террас и т. д. По характеру и степени проявления многолетней мерзлоты описываемая территория отчетливо подразделяется на два крупных района — северный и южный, граница между которыми проходит примерно по Яблоновому хребту.

В северном районе площади многолетней мерзлоты, занимая около 80% территории, резко преобладают над тальми участками, которые приурочены к долинам крупных рек и реже к южным склонам хребтов.

Многолетняя мерзлота, развитая в пределах южного района, носит островной характер. В самых южных частях области участки таликов преобладают над полями распространения мерзлоты.

ПОЧВЫ, РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И ЖИВОТНЫЙ МИР

В Читинской области широко распространены подзолистые почвы, развивающиеся под покровами хвойных лесов в относительно высокогорных районах. В северных районах области они нередко переходят в скрытоподзолистые и болотные. Повсюду в условиях пересеченного рельефа можно наблюдать переходы подзолистых почв в заболоченные аллювиально-луговые почвы в долинах и щебенчатые, каменистые почвы на вершинах гор и крутых склонах. В южных районах Забайкалья подзолистые почвы сменяются черноземными, каштановыми и солонцовыми. Меньшее распространение имеют болотные, луговые и аллювиально-луговые почвы депрессий и равнин, горно-луговые и горно-тундровые почвы высоких гипсометрических уровней.

В сухих частях долин часто встречаются слабоподзоленные песчаные боровые почвы. Эти почвы наблюдаются на значительных площадях на отдельных участках долин рек Онона, Чикоя, Ингоды, Олекмы и др. Различные типы почв Читинской области очень тесно переплетаются друг с другом. Частые взаимные смены почв обуславливаются местными причинами (вертикальной зональностью, контрастностью рельефа, особенностями геологического строения и т. д.).

Тайга занимает около 50% площади Читинской области, причем древесная растительность распространяется в южных районах до высот 2000—2200 м, а в северных до 1200—1400 м. Здесь широко развиты главным образом даурская лиственница (*Larix dahurica*), сосна, береза (*Betula platyphylla*), осина и кедр (*Pinus cembra*). Леса области относятся к типу светлых лиственничных или лиственнично-сосновых с примесью березы и осины. Склоны гор, некоторые долины, а иногда и вершины невысоких кражей северных районов области представляют собой

зону сплошной лиственничной тайги, заходящей далеко на юг. В южных районах они развиты преимущественно на северных склонах гор и водоразделах. В качестве подлеска наблюдаются кустарниковая береза (*Betula middendorffii*), лесной шиповник (*Rosa acicularis*), багульник (*Rhododendron dahuricum*) и др.

Сосна широко развита на всей описываемой площади, но чаще всего наблюдается в ее центральной части. Она имеется не только в смешанных лиственнично-сосновых лесах, но образует также на сухих песчаных почвах чистые сосновые боры. Кедр довольно редок. Только в западных частях области, в бассейнах рек Чикоя и Хилка, в верховьях р. Ингоды, а также на отдельных участках левобережья р. Онона и правобережья р. Витима имеются лиственнично-кедровые или кедровые леса. Кедровники располагаются высоко в горах.

Ель очень редка и наблюдается только вместе с другими породами деревьев в глубоких долинах. На склонах гор и в долинах большие площади часто заняты березой и осиной. В долинах рек и на островах наблюдаются тополь душистый и серебристый, ягодная яблоня (*Malus baccata*), черемуха (*Padus asiatica*), боярышник. В южных районах растут дикий абрикос, ильм, монгольский дуб (*Quercus mongolica*). Из кустарниковых ягодных форм в речных долинах распространены черная и красная смородина и голубика.

Сплошной лесной покров нередко оказывается нарушенным обширными выгоревшими пространствами, представляющими собой массы сухостоя, бурелома, обугленных колод и пней.

Своеобразной формой являются «ерники», распространенные в речных долинах, в крупных падах и на их бортах и представленные кустарниковыми зарослями березы (*Betula fruticosa*, *Betula humilis*), различными видами ивы, таволжника и другими формами. «Ерники» находятся в тесном сообществе с разнотравьем, злаковыми и мотыльковыми растениями и распространены главным образом на заболоченных и торфяно-болотистых почвах.

В отдельных долинах и нередко на склонах располагаются небольшие участки травянистой растительности — безлесные кочковатые «мари». На севере «мари» занимают значительные площади. На высоких гипсометрических уровнях древостой сменяется кустарником. С 1200—1300 м в северных районах начинается пояс труднопроходимых зарослей кедрового стланика (*Pinus pumila*). Начиная с 1400—1600 м наблюдаются разрозненные заросли более мелких форм кедрового стланика и каменной березы (*Betula ermani*). Еще выше начинается гольцовая зона. Растительность ее представлена ягодниками, мхами и лишайниками, а также различными представителями альпийской флоры (*Rhododendron chrysantum*, *Cassiope ericoides*, *Diapensia lapponica*, *Aquilegia glandulosa* и др.).

В южных районах области верхняя граница леса поднимается. К югу лес постепенно сменяется сосново-березовыми перелесками и степными полянами. В центральных частях описываемой территории наблюдается мозаичное распределение лесной, лесостепной и степной растительности.

В горнотаежных районах Читинской области водятся: горноста́й, росомаха, лисица (*Vulpes vulpes jacutensis*), медведь, представленный здесь байкальским подвидом (*Ursus arctos baicalensis* Огнев), отличающимся большими размерами, соболь (*Martes sibiricus princeps* Вигула), колонок (*Kolonocus sibiricus*), баргузинская белка (*Sciurus*

vulgaris fusconigris), ласка, рысь, выдра, горный тарбаган и др. Из копытных наибольшее распространение имеют лось, изюбрь (*Cervus canadensis sibiricus*), дикий олень, кабан, кабарга, косуля. На крайнем севере, в горах Кодара, водится дикий снежный баран. Из птиц водятся шилохвостка (*Anas acuta*), чирок (*Querquedula crecca*), рябчик (*Fetrastes bonasia*), каменный глухарь (*Fetrao urogolloides*), бекас (*Capella gallinago*) и др.

В лесной и лесостепной зонах района наибольшую роль играют грызуны, из которых преобладают: суслик Эверсмана (*Citellus evermanni transbaicalicum*), суслик даурский (*Cittelus dahuricus*), сурок или тарбаган (*Marmota sibirica*, *M. camtschatica* Doppelmaier), сибирская рыжая полевка (*Evonomys rutilus*) и тушканчик (*Alactaga saltator mongolica*). Из хищников наиболее часто встречаются: лисица-корсак, своеобразный забайкальский барсук (*Meles meles raddei*), забайкальский степной хорек (*Putorius evermanni michnoi*).

На степных просторах бродят стада монгольских антилоп-дзеренов (*Gasella gutturosa*), заходящих сюда из Монголии. В этой же части области встречаются некоторые виды змей и земноводных.

Из птиц наиболее часто встречаются восточно-сибирская дрофа (*Otis tarda*), красная утка (*Tadorna ferruginea*), утка-песчанка (*Tadorna tadorna*), монгольский жаворонок (*Melanocorypha mongolica*) и др.

Многочисленные реки и озера области богаты рыбой. Наиболее ценными из них являются: осетр, таймень, хариус, сиг, ленок, окунь, карась, щука и омуль.

Читинская область является одним из богатейших районов Советского Союза по своим природным ресурсам. Особенно важное значение для экономики области имеют руды цветных и редких металлов. Главными отраслями народного хозяйства Читинского экономического района являются горнодобывающая промышленность и животноводство.

* * *

Читинская область делится на 30 сельских районов, три из которых входят в состав Агинского национального округа. В области имеется девять городов и 33 рабочих поселка городского типа. Население, по данным переписи 1959 г., составляет 1039 тыс. человек, причем территория области заселена крайне неравномерно. Если плотность населения в северных — Каларском, Тунгокоченском, Тунгиро-Олекминском и других районах значительно меньше одного человека на 1 км², то в наиболее населенных — Шахтаминском, Оловянинском, Шилкинском, Балейском и Карымском районах плотность населения достигает 8—10 чел. на 1 км². Основное население области — русские. В северных районах живут эвенки и якуты, а в Агинском национальном округе — буряты.

В экономике Читинской области горнодобывающая промышленность занимает ведущее место. История горнорудного промысла уходит здесь в глубокую древность. Его возникновение относится ко второй половине XVII века (1674), хотя имеются сведения о том, что кустарная добыча серебра и некоторых других видов полезных ископаемых производилась и ранее («чудские» копи, разработки дауров и т. д.). За весь дореволюционный период было открыто около 200 месторождений и рудопроявлений полиметаллов, на базе которых функционировало несколько сереброплавильных заводов. В 1789 г. был построен

первый металлургический (Петровск-Забайкальский) завод и создана (в начале XX века) угольная промышленность на базе Черновского, Тарбагатайского и некоторых других месторождений. До революции был открыт также ряд золотоносных россыпей и положено начало добыче золота.

За советский период горнодобывающая промышленность развивалась быстрыми темпами. За это время было открыто и введено в эксплуатацию много новых месторождений полезных ископаемых, в том числе редких металлов. Угольная промышленность является одной из основных отраслей промышленности Читинской области.

Из 18 угольных месторождений, по которым в настоящее время имеются разведанные запасы, эксплуатируются: Тарбагатайское, Черновское, Арбагарское, Харанорское и Мордойское буроголинные и Букачинское месторождение спекающихся углей.

Производительность предприятий угольной промышленности области превышает 3 млн. т в год. В области известно свыше 30 месторождений и проявлений железных руд. Самым крупным из них является Березовское месторождение. Разведанные запасы железных руд этого месторождения превышают 500 млн. т.

В Читинской области известны коренные и россыпные месторождения золота, причем некоторые из них, помимо золота, содержат мышьяк, свинец, цинк и другие металлы. Здесь известно также большое количество месторождений цветных и редких металлов (свинца и цинка, олова, вольфрама, молибдена, меди, мышьяка и др.). Месторождения полиметаллических (свинцово-цинковых) руд сосредоточены главным образом в Приаргунье.

Из нерудных полезных ископаемых важное значение имеет плавиковый шпат, значительная часть которого относится к категории металлогического. Другие нерудные полезные ископаемые представлены строительными материалами, цементным сырьем, известняками для обжига извести, облицовочными мраморами, минеральными красками и подсобным нерудным сырьем для черной металлургии (флюсовые известняки, доломиты, кварциты, огнеупорные глины).

Важное значение в экономике Читинской области имеет и лесная промышленность. Промышленные заготовки леса достигают 4 млн. м³ древесины. Лесоперерабатывающая промышленность, так же как и главные районы лесозаготовок, сосредоточена в западной и центральной частях области — в Петровскозаводском, Хилокском, Читинском и Улетовском районах.

В Читинской области возделываются зерновые, кормовые культуры и овощи. Основной продовольственной культурой является яровая пшеница. Значительное место среди посевов зерновых занимают также овес и ячмень.

Главной отраслью сельского хозяйства является животноводство с преобладанием овцеводства. В области развито также свиноводство. В северных районах важнейшей отраслью животноводства является оленеводство, в южных — разводят верблюдов. Большое значение в экономике колхозов северных районов занимает пушной промысел. Главными промысловыми животными являются белка, колонок, соболь, горностай. В ряде колхозов за последние годы созданы фермы по разведению серебристо-черных лисиц.

На территории Читинской области транспортные связи осуществляются преимущественно по железнодорожным и шоссейным линиям,

в меньшей степени развиты перевозки по водным путям и авиалиниям. Наибольшее значение имеет железнодорожный транспорт. Главная железнодорожная линия — Сибирская железная дорога — пересекает с запада на восток всю территорию области. Вторая крупная железнодорожная линия, проходящая от ст. Карымской до ст. Отпор, связывает Сибирскую магистраль с Китайской Народной Республикой.

Главные линии автомобильных дорог соединяют горнопромышленные предприятия и районы, удаленные на 200—300 км от железных дорог, с железнодорожными станциями и областными центрами. Наиболее крупными шоссейными дорогами являются: Чита—Хапчеранга; Борзя—Нерчинский Завод; Борзя—Александровский Завод; Сре-тенск—Шахтама—Газимурский Завод—Нерчинский Завод; Дульдурга—Агинское—Могойтуй.

ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Для всей территории Читинской области характерно исключительно сложное геологическое строение. Здесь распространены разнообразные комплексы магматических, метаморфических и осадочных пород и связанные с ними комплексы полезных ископаемых. Особенно широко развиты магматические породы, преимущественно гранитоидного состава. Фаунистически охарактеризованные осадочные отложения и определенного возраста метаморфические породы имеют незначительное развитие.

Большая часть этих образований неоднократно вовлекалась в интенсивные тектонические движения, создавшие в совокупности чрезвычайно сложные геологические структуры. Почти полное отсутствие опорных горизонтов, фациальная изменчивость свит, разобщенность «пятен» осадочных пород, часто вплавленных в обширные массивы гранитоидов, различная степень метаморфизма разновозрастных пород, широко развитые проявления интенсивного контактового метаморфизма при общей весьма слабой обнаженности пород — создают серьезные затруднения для расчленения сложного комплекса осадочных и метаморфических образований. Это в свою очередь усложняет и порой делает невозможным расчленение магматических образований на возрастные комплексы.

В настоящее время на территории Читинской области достоверно установлены отложения всех систем палеозойской и мезозойской групп, охарактеризованные фауной или флорой. Архейские и протерозойские слоисто-кристаллические образования, равно как и большая часть нерасчлененных палеоген-неогеновых отложений, выделяются на основании соотношений с комплексами фаунистически охарактеризованных осадков или по аналогии с соседними районами, где возраст подобных комплексов датирован более определенно. Для установления возраста эффузивных и эффузивно-вулканогенных толщ начинают использоваться определения абсолютного возраста. Определения эти, к сожалению, пока немногочисленны и не во всех случаях увязаны с геологическими данными.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения, осадки нижнего и среднего отделов триасовой системы,* а также верхнего мела в пределах рассматриваемой территории не установлены. В связи с недо-

* В последнее время установлены комплексы, изученные еще недостаточно, которые датируются в рамках верхнего карбона — низов перми и верхней перми — низов триаса. Кроме того, выявлены образования, возраст которых определяется в пределах верхов палеозоя — низов мезозоя.

статочной геологической изученностью отдельных частей области выделяются также нерасчлененные на системы толщи палеозоя и мезозоя.

В составе докембрийских образований выделяются архейская и протерозойская серии, распространенные в северной части области, и докембрийские, ближе неопределимые образования, слагающие сравнительно небольшие площади в центральной части области.

Архейские образования представлены различными гнейсами, кристаллическими сланцами, силифицированными мраморами, кварцитами и амфиболитами, являющимися глубоко метаморфизованными и нацело переработанными глинистыми, песчанистыми или существенно известковыми осадками. Наиболее широко развиты эти породы в северных районах Читинской области, где их выходы наблюдаются не только в виде крупных ксенолитов, включенных в массивы более молодых гранитоидов, но и образуют также значительные площади.

Архейские образования слагают большую часть среднего течения р. Чары и водораздела Чары и Токко, протягиваются в меридиональном направлении на водоразделе рек Калара и левых притоков р. Олекмы, прослеживаются и далее на юго-запад. В западной части Читинской области выходы архейских пород известны на правом берегу р. Витима, в верховьях р. Уюгли, в низовьях р. Каренги, а также в верховьях рек Нерчи и Олекмы.

Древнейший слоисто-кристаллический комплекс отнесен к архею на основании его большого сходства с архейскими сериями Алданского щита. В последние годы получены также некоторые геологические данные, свидетельствующие об архейском возрасте этих образований.

Протерозойские образования широко распространены в пределах Олекмо-Витимской горной страны. Выходы их занимают отдельные разобщенные площади (1000—1500 км²). Протерозойские отложения известны на правом берегу р. Витима, в бассейнах рек Конды, Сюльбана и Сыгыхты, на водоразделе рек Сюльбана и Чары, в Удоканском хребте и на правом берегу р. Калара (в его верховьях). К протерозою отнесены также толщи метаморфических пород правого берега р. Витима, восточнее устья Юмурчена. Эти отложения представлены метаморфизованными песчаниками, сланцами, кварцитами и карбонатными породами. На правом берегу р. Витима и на водоразделе рек Витима, Конды и Култушной наблюдаются протерозойские образования, представленные метаморфизованными эффузивами спилито-кератофировой формации, переслаивающимися с пирокластами и имеющими подчиненное значение осадочными породами. Обе серии протерозойских пород рассматриваются как разновозрастные, сформировавшиеся в различных структурно-фациальных зонах.

Докембрийские и докембрийско-нижнепалеозойские нерасчлененные образования распространены в центральной части Читинской области, образуя вытянутые в северо-восточном направлении полосы и поля (до 1000—1500 км²).

В западной части рассматриваемой территории комплекс древнейших слоисто-кристаллических образований установлен в пределах Малханского хребта, на правом берегу р. Чикой, в бассейне р. Унго (левый приток р. Хилка) и в пределах Цаган-Хуртэйского хребта, на правом берегу р. Хилка. Отложения, по-видимому, докембрийского возраста известны также на Чикой-Ингодинском водоразделе (в рай-

оне горы Бороян). Породы описываемого комплекса наблюдаются также к северо-востоку от ст. Хилок на водоразделе рек Ингоды, Чикоя и Хилка. Значительный участок правобережья р. Ингоды также сложен слоисто-кристаллическими образованиями. Выходы глубоко метаморфизованных образований отмечаются в бассейнах рек Аленгуй и Ингоды (юго-западнее Читы), на водоразделах рек Хилка и Хилы, Хилка, Ингоды и Читинки. Отдельные поля подобных образований наблюдаются в окрестностях с. Тунгокочен, на водоразделе рек Олекмы и Шилки, между ст. Аксеново-Зиловское и Ксеньевская, юго-восточнее с. Дарасун, в низовьях рек Нерчи и Куэнги.

Кристаллические образования, вероятно докембрийского возраста, известны в пределах полосы, включающей область Ундино-Шилкинского и частично Газимуро-Шилкинского междуречий и левобережья р. Шилки и протягивающейся от устья Унды к верховьям р. Амура. В указанной полосе работами последнего времени установлено также широкое развитие глубоко метаморфизованных нижнепалеозойских отложений, интенсивно преобразованных под воздействием каледонских интрузий. Наиболее надежно докембрийские отложения выделяются в Газимурозаводском районе и в Приаргунье.

Палеозойские отложения представлены осадками всех систем. Они распространены на юге Читинской области, где в течение палеозоя накапливались мощные терригенные толщи, содержащие пачки и горизонты основных эффузивов и карбонатных осадков. В северной части области известны маломощные осадки нижнего кембрия.

Среди нижнепалеозойских отложений Забайкалья выделяются две главные группы: мощная серия терригенных отложений, содержащих горизонты основных и средних эффузивов и кремнистых осадков, характерная для междуречья Унды и Шилки, Агинского поля и южной части Центрального Забайкалья, и комплекс, представляющий собой чередование толщ карбонатных и терригенных осадков, характерный для большей части Восточного и северной части Центрального Забайкалья.

Фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения южной части Восточного Забайкалья представлены в основном карбонатными отложениями, согласно или несогласно перекрывающими древнейшие слоисто-кристаллические образования. Выходы этих карбонатных толщ наиболее полно изучены в пределах Шилкинского-Аргунского междуречья.

Кембрийские отложения северной части Читинской области развиты в бассейне среднего течения реки М. Торы (левый приток р. Чары), откуда они прослеживаются на северо-восток, в область водораздела Чары и Токко. Крупная площадь занята кембрийскими отложениями в районе оз. Ничатка, а также в верховьях р. Калара, где они представлены песчаниками, доломитами, песчанистыми доломитами, конгломератами и редко известняками. В этих отложениях не было найдено остатков фауны и флоры, и их возраст определяется на основании сопоставлений с кембрийскими фаунистически охарактеризованными отложениями северо-западного склона Алданского щита. Кембрийские отложения северных частей области залегают на размытой поверхности пород протерозоя.

Узкая полоса мощных кембрийских отложений, представленных конгломератами, песчаниками, мергелистыми доломитами, мергелями, известковистыми филлитами и известняками, известна на правобережье

р. Витима, где она протягивается от верховьев рек Челолека и М. Падоры через среднее течение р. Талои до р. Сюльбана.

Ордовикские и силурийские отложения можно выделить лишь в юго-восточной части области, где детально изучены как силурийские отложения, содержащие остатки фауны, так и подстилающие их, по-видимому, ордовикские толщи. Самая верхняя часть разреза силура и ордовика представлена пестроцветными аргиллитами с прослоями рифогенных известняков, содержащих остатки фауны силура. К более древним частям силура и ордовика, возможно, относятся, широко распространенные в юго-восточной части области песчаниково-сланцевые и карбонатные породы нерчинскозаводской и самые верхние горизонты алтачинской свит. Они наблюдаются в пределах широкой полосы, протягивающейся в северо-восточном направлении от ст. Отпор до низовьев р. Урова и водоразделов рек Борзи и Аргуни, Газимура и Урова, Урова и Аргуни. Возможно, что большая часть более древней алтачинской свиты соответствует среднему — верхнему кембрию, так как онколиты и строматолиты, известные в обеих этих свитах, сопоставимы не только с ордовикскими, но и со средне-верхнекембрийскими формами. Эти же выводы подтверждаются и палинологическими данными.

В этих же возрастных рамках датируется, по-видимому, и песчаниково-сланцевая (ушмунская) свита, широко развитая в районе Шилкинско-Аргунского междуречья и представленная различными песчанистыми сланцами, серицитовыми, хлоритовыми и хлорито-серицитовыми сланцами с редкими прослоями известняков. Она является аналогом алтачинской свиты.

Толща сланцев, песчаников и известняков, распространенная в бассейне р. Шилки (шилкинскозаводская), сопоставима с отмеченными отложениями Приаргунья и Газимурозаводского района.

Девонские отложения, содержащие фауну, установлены лишь в юго-восточной части Читинской области. Выходы девонских отложений известны близ р. Борзи и в районе Торейских озер, откуда они протягиваются в юго-западном направлении за пределы описываемой территории. Эти отложения здесь представлены филлитами, кварцево-серицитовыми, кремнистыми и другими метаморфическими сланцами, содержащими подчиненные прослои и линзы песчаников и известняков. Сходные песчаниково-сланцевые толщи большой мощности известны в окрестностях Газимурского Завода, где отмечены отложения всех трех отделов девонской системы.

Отложения девона, известные на левобережье р. Аргуни (севернее низовий р. Урова), представлены существенно карбонатными и грубообломочными осадками, содержащими остатки фауны среднего и верхнего девона. Сходные с ними породы, содержащие девонскую фауну, установлены близ с. Доно. Грубообломочные аркозовые толщи Приаргунья, выделяемые под названием верхнеборзинской свиты, вероятно, также относятся к девонской системе.

Среди распространенных в пределах Чикойской горной страны и Агинского поля песчаниково-сланцевых толщ палеозоя, по-видимому, имеются осадки девонской системы. В последнее время в толще, согласно покрывающей ононскую свиту, установлена плохо сохранившаяся девонская фауна.

Каменноугольные отложения, охарактеризованные остатками фауны, имеют ограниченное распространение. Они известны

в районе Торейских озер, где преобладают различные песчаники, содержащие подчиненные прослой глинистых сланцев, зеленокаменных диабазов и спилитов, ортофиоров и их пирокластов, яшмовых пород, а также кремнистых пород и известняков с многочисленной фауной низов турнейского яруса.

Отдельные выходы пород каменноугольной системы известны в среднем течении р. Онона, в районе Газимурского Завода (на правом берегу р. Газимура), в Газимуро-Ундинском междуречье и других местах. В разрезе каменноугольных отложений окрестностей Газимурского Завода преобладают терригенные образования; в среднем течении р. Онона наиболее распространены карбонатные породы, а песчаники и сланцы имеют подчиненное значение.

Среди собранных здесь остатков фауны установлены формы, характерные не только для нижнего карбона, но и для верхнего девона. Во всех отмеченных выше участках распространения каменноугольных толщ известны остатки фауны, характеризующие только нижний отдел системы. Каменноугольные отложения, вероятно, имеются и среди отложений нерасчлененного палеозоя, особенно в пределах Агинского поля и Центрального Забайкалья.

В последние годы в южной части Центрального Забайкалья, в бассейне среднего течения р. Киркун, в толще алевролитов и песчаников обнаружена фауна плохой сохранности, которая датирует отложения их содержащие, вероятно, в рамках верхнего карбона — нижней перми. С этими отложениями параллелизуется ряд других песчано-сланцевых свит южной части Центрального Забайкалья и Агинского палеозойского поля.

Пермские отложения известны в центральной, южной и западной частях Читинской области. Наиболее крупные площади, охарактеризованные фауной, распространены в окрестностях г. Борзя (Борзинское пермское поле) и в бассейнах рек Чирон и Кангил на северо-восточной окраине Агинского палеозойского поля (Чиронское пермское поле). Толща пермских отложений Борзинского поля, представленных песчаниками, преимущественно граувакковыми, содержит прослой мелкогалечных конгломератов и глинистых сланцев. В нижней части ее имеются прослой альбитофиоров, их туфов и кварцитов; в верхней — присутствуют кварцитовидные песчаники и глинистые сланцы.

Участок развития континентальных обломочных и морских отложений перми известен в районе ст. Куэнга. В западной части Читинской области выходы прибрежно-континентальных отложений перми имеются в среднем течении Чикоя, в районе с. Байхор, в низовьях р. Мергень (левый приток р. Чикоя) и в низовьях р. Мензы (левый приток р. Чикоя), где они представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами.

За последние годы значительно увеличилось количество площадей, выделяемых на картах как выходы отложений пермской системы. К ним относится поле, занятое песчаниково-сланцевой толщей Хапчегрангинского района и, возможно, некоторые площади осадочно-вулканогенных образований в западной части Читинской области.

В последние годы в пределах Агинского поля установлено широкое развитие песчаниково-сланцевых отложений, среди которых выявлены растительные остатки триаса и фауна, вероятно, верхнепермского возраста. В составе этих отложений преобладают песчаники, но ши-

роко развиты также различные сланцы, среди которых выявляются кремнистые разновидности. Сравнение отдельных разрезов показало значительную фациальную изменчивость этого комплекса, который в целом датируется в пределах верхней перми — низов триаса.

Грубообломочные отложения, охарактеризованные пермской флорой, в 1957 г. установлены А. А. Локерманом в Приаргунье, в районе поселка Нерчинский Завод. Сходные, но более тонкообломочные образования, по данным В. Н. Козеренко и А. А. Локермана, залегают на гранитах Кутомарского массива в районе с. Золотоноша. На основании палинологических данных, к пермским отложениям отнесена в последнее время и чачинская свита песчаников и конгломератов, развитых в Пришилжинской зоне, и терригенные, более тонкообломочные отложения — в междуречье Шилки и Аргуни.

Несмотря на некоторые успехи, достигнутые за последние годы в расчленении «немых» толщ Забайкалья, в ряде случаев еще отсутствуют достаточно твердые данные для выделения среди них отложений различных систем. Это прежде всего относится к комплексу терригенных песчаниково-сланцевых накоплений, широко развитому в Центральном Забайкалье и в пределах Агинского палеозойского поля. Находки фауны и флоры здесь крайне редки, и в большинстве случаев определение возраста производится на основании далеких параллелизаций.

К верхнепалеозойским-нижнемезозойским отложениям, не расчлененным на системы, относятся эффузивные и осадочно-эффузивные толщи западной части Читинской области, которыми сложены крупные поля в бассейне р. Хилка (Цаган-Хуртэйский хребет и левобережье р. Хилка между ст. Хилок и ст. Яблоновая), к югу и юго-западу от Читы на водоразделе рек Ингоды и Аленгуя, в низовьях р. Аленгуя и в пределах полосы, протягивающейся в юго-западном направлении от низовьев р. Аленгуя к гольцовым группам Сохондо и Хонин-Чулуна.

Наиболее древними членами этого комплекса являются основные эффузивы и их пирокласты, а наиболее молодыми — кислые эффузивы и их туфы и брекчии. К средней части разреза приурочены щелочные и средние эффузивы (трахиты, кератофиры, кварцевые кератофиры) и их туфы, распространенные в бассейне р. Хилка. Песчаники и конгломераты тяготеют обычно к верхним частям разреза.

Возраст пород этого эффузивно-осадочного комплекса может быть определен пока лишь в весьма широких пределах. Имеющиеся данные абсолютного возраста указывают на принадлежность комплекса к триасу или верхней перми — нижнему триасу. Ввиду отсутствия точных данных обычно он обозначается как относящийся к верхнему палеозою — нижнему мезозою.

В последнее время подобного же характера и возраста образования выявлены в пределах Восточного Забайкалья. Раньше эти отложения неверно объединялись с верхнеюрским эффузивно-осадочным комплексом.

Мезозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи представлены преимущественно континентальными накоплениями. Морские верхнетриасовые и ниже-среднеюрские осадки известны лишь в юго-восточной части области, где наиболее широко и полно развиты осадочные породы мезозоя.

Триасовые отложения, охарактеризованные остатками фауны, представлены только своим верхним отделом и располагаются в преде-

лах полосы северо-восточного простирания, протягивающейся от бассейна р. Туры на юго-западе до г. Сретенска на северо-востоке.

Выше базальных конгломератов верхнего триаса залегают толщи песчаников, содержащие подчиненные прослои сланцев, конгломератов и весьма редких известняков, в которых установлены остатки фауны карнийского и норийского ярусов. Еще выше наблюдается флишoidная песчаниково-сланцевая толща, содержащая остатки морской фауны норийского яруса. Триасовой системе, возможно, соответствует значительная часть эффузивных и эффузивно-осадочных пород западной части Читинской области.

В последние годы морские верхнетриасовые отложения выявлены на юге Агинского поля, в районе ур. Байн-Цаган.

Отложения юрской системы, широко развитые в южной и центральной частях рассматриваемой территории, имеют исключительно важное значение для определения возраста магматических пород, с которыми связано разнообразное оруденение. Поэтому они исследованы более полно, чем другие толщи, хотя изучение их наталкивается на значительные трудности в связи со свойственными этим толщам частой сменой фаций и резким изменением мощностей. Даже фацциальное разделение юрских толщ нередко затруднительно из-за литологического сходства морских, прибрежно-морских и континентальных отложений нижнего и среднего отделов системы.

В Восточном Забайкалье, где наиболее полно представлены отложения юры, среди них выделены ниже-среднеюрские и верхнеюрские отложения, представленные различными фациями.

Отложения нижней — средней юры особенно широко развиты в Восточном Забайкалье, где ими сложены крупные площади, образующие полосу, протягивающуюся почти в широтном направлении от ст. Оловянная к Александровскому Заводу, и полосу северо-восточного простирания, включающую верховья левых притоков рек Аргуни и Унды и верховья рек Борзи, Газимура и Урова. Ниже-среднеюрские породы известны также на левобережье Шилки, близ ее низовий, и на левобережье р. Амура, в его верховьях. К нижней—средней юре в настоящее время отнесены терригенные накопления, распространенные в верховьях рек Ингоды и Чикоя.

Континентальные накопления, относящиеся, вероятно, к средней юре, отмечаются и в других районах Центрального Забайкалья.

Морская фация ниже-среднеюрских отложений протягивается узкой полосой восток-северо-восточного, почти широтного простирания от ст. Оловянная к ст. Букука и далее к Газимурскому Заводу. К нижней—средней юре относятся также морские отложения, развитые в бассейнах рек Унды, Турова, Сенкокучи и Куренги. Толщи морских осадков представлены песчаниково-сланцевыми отложениями и конгломератами. В этих породах содержатся окаменелости, характеризующие нижний отдел юры.

Верхняя часть разреза этого комплекса предположительно отнесена к среднему отделу юры лишь в Верхне-Амурском районе, где в последнее время установлена фауна, указывающая на переходные слои от средней к верхней юре*.

* Разрез юрских отложений Верхне-Амурского района существенно отличается от разрезов Забайкалья. Учитывая, что эти отложения находятся главным образом за пределами Читинской области, в настоящей работе они не описываются. (Прим. ред.)

Нижне-среднеюрские прибрежно-морские и континентальные отложения наиболее хорошо изучены в районе, расположенном южнее полосы выходов морской юры, где они слагают крупное поле, включающее верховья Борзи и междуречье Борзи и Урулюнгуя. Отложения, сходные с породами алгачинской юры (как принято в литературе называть прибрежно-континентальные накопления нижней-средней юры Восточного Забайкалья), наблюдаются и юго-восточнее, в Приаргунье (приаргунская континентальная фация).

В последние годы в верховьях рек Ингоды и Чикоя выявлены терригенные юрские отложения с растительными остатками. Они располагаются в хребтовой части («Гольцовая юра») и представляют собой отдельные тектонические блоки, зажатые между разломами. По-видимому, эти отложения одновозрастны накоплениям алгачинской юры.

В континентальной фации представлены, вероятно, среднеюрские отложения Ингодино-Хилокского водораздела, залегающие в структурах депрессионного характера. Отложения алгачинской юры, сходные по своей литологии с отложениями морской юры, отличаются от них несколько большим развитием грубообломочных разностей. В их составе выделяют четыре свиты. Наиболее древней является акатуевская свита, сложенная граувакковыми и реже аркозовыми песчаниками. В верхах свиты имеются маломощные прослои песчано-глинистых сланцев. Выше следует базановская свита, сложенная в основном конгломератами. Базановские конгломераты сменяются бохтинской свитой аркозовых и граувакковых песчаников, переслаивающихся с глинистыми сланцами и конгломератами. Разрез заканчивается верхнегазимульской свитой, сложенной в основном конгломератами, чередующимися с тонкими прослоями песчаников.

Возраст алгачинской юры определяется тем же комплексом флоры, который содержится и в отложениях морской юры.

Отложения алгачинской юры по простирацию постепенно сменяются осадками морской юры, причем характерные для алгачинской юры базановские конгломераты прослеживаются по простирацию и в разрезах морской юры, где ниже и выше их залегают слои, охарактеризованные морской фауной.

Среди верхнеюрских отложений наиболее широко развиты покровы эффузивов, пирокластические, туфогенные и грубообломочные образования.

В Чикойской горной стране верхнеюрские образования имеют незначительное развитие. Более широко они развиты в бассейне р. Онона. Вулканогенные образования верхней юры распространены в окрестностях Шерловой горы и горы Борзя, в районе ст. Отпор, в долинах левых притоков р. Аргуни и на их водоразделах, в верховьях рек Газимура и Урова. Относительно крупные поля верхнеюрских образований известны в бассейне р. Унды, в низовьях рек Онона и Ингоды. Небольшие площади заняты выходами верхнеюрских эффузивов и их туфов в пределах полосы, охватывающей бассейн Шилки и верховья рек Нерчи, Олекмы и Тунгира.

Верхнеюрский возраст этих толщ определяется тем, что они с размывом и несогласием налегают на отложения нижней-средней юры и перекрываются фаунистически охарактеризованными толщами нижнего мела или верхней юры — нижнего мела.

Континентальные отложения средней юры — нижнего мела в геологической литературе известны под названием гусиноозерской, тургинской,

тургино-витимской и угленосной свит. Отдельные разобщенные выходы этих отложений приурочены к впадинам северо-восточного простирания, отчетливо выраженным в рельефе и являющимися в большинстве случаев долинами современных рек. Большие поля среднеюрских — нижнемеловых отложений имеются в долинах рек Хилка, Ингоды и Чикоя. Более мелкие поля наблюдаются в Букукинской впадине, в долине р. Урея, в верховьях Чикоя, в районе левобережья р. Онона. Несколько полей известно в восточной части Читинской области на левобережье Шилки, в бассейне р. Тунгира К средней — верхней юре, вероятно, относятся угленосные толщи, известные в долине р. Витима, в бассейне р. Калара и на Кодарском хребте, севернее с. Чара.

Континентальные отложения представлены различными конгломератами, песчаниками и сланцами, содержащими иногда пласты ископаемых углей. Угли обычно бурые, хотя в северных районах известны и каменные (Букачачинское месторождение, юра верховьев р. Калара и т. д.). Резко подчиненное значение имеют излившиеся породы и их туфы.

Среди мезозойских континентальных отложений Восточного Забайкалья выделяются также толщи отложений нижнего мела. Эти отложения известны в юго-восточной и центральной частях Читинской области, где они слагают небольшие поля, приуроченные к широким долинам рек или другим отрицательным элементам рельефа. Небольшие разобщенные участки нижнемеловых отложений известны на Агинском палеозойском поле. Более крупные поля известны в южной части области (в окрестностях г. Борзя, в долинах Аргуни и ее левых притоков). В центральной части Читинской области меловые отложения известны в районе бассейна р. Шилки.

Отложения меловой системы представлены грубообломочными конгломератами, песчаниками и сланцами, нередко содержащими пласты бурых углей. В Приаргунье и в районе Беклемишевских озер в составе меловых отложений установлена железорудная фация, представленная бурыми железняками, сидеритами и конгломератами с сидеритовым и лимонитовым цементом. К нижнему мелу отнесены эффузивно-туфовые образования, слагающие самые верхние части разрезов Шилкинско-Аргунского междуречья. Вулканогенная фация нижнего мела, представленная главным образом кислыми эффузивами и их пирокластами, широко развита на левобережье р. Аргуни и в бассейне р. Урюмкана. Возраст всех описанных образований устанавливается на основании их стратиграфического положения и многочисленных сборов фауны и флоры тургинского комплекса, характеризующих нижний отдел меловой системы.

Самая верхняя часть мезозойских континентальных отложений, известная в районе с. Нижний Дурулгуй и в бассейне р. Даи, относится некоторыми исследователями, без достаточных оснований, к верхнему отделу меловой системы.

Нерасчлененные палеоген-неогеновые отложения в Забайкалье имеют весьма ограниченное распространение и среди них по существу нет палеонтологически охарактеризованных толщ. К ним отнесены: шилкинские конгломераты, развитые вдоль левого и частично правого берегов р. Шилки (от устья р. Нерчи до поселка Кокуй) и в долине р. Нерчи; конгломераты, распространенные вдоль южных предгорий Борщовочного хребта (от поселка Куниканского до поселка Ишинканского); каменные конгломераты, развитые в долине р. Унды в пределах Балейской впадины. К отложениям этого же возраста условно

были отнесены породы чалбучинской свиты, наблюдающиеся в бассейне р. Аргуни, глинисто-песчаные свиты с конгломератами, встреченные к северо-востоку от Торейских озер. Возможно, что палеоген-неогеновыми являются многие из основных и средних эффузивов, широко развитых в Читинской области. Покровы кайнозойских базальтов и андезитов обычно залегают на континентальных отложениях верхнего мезозоя, приурочиваясь к депрессиям современного рельефа; нередко покровы молодых эффузивов наблюдаются и на водоразделах. В ряде случаев они залегают на древнеаллювиальных образованиях, что позволяет предположить принадлежность части этих отложений к четвертичной системе.

Среди четвертичных отложений можно отметить древне- и позднечетвертичные накопления. Древнечетвертичные представлены различными ледниковыми образованиями, известными в Чикойской и Средне-Витимской горных странах. Возможно, что древнечетвертичными являются некоторые из древнеаллювиальных галечников и песков и базальтовые покровы, залегающие на древнем аллювии. Более широко развиты позднечетвертичные и современные накопления, среди которых различаются аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, элювиальные и золовые осадки.

В результате интенсивных денудационных процессов значительная часть древних складчатых сооружений оказалась полностью уничтоженной. На больших площадях оказались вскрытыми массивы глубинных магматических образований, слагающих в настоящее время большую часть поверхности Читинской области. Среди пород, участвующих в строении этих массивов, могут быть выделены архейские, протерозойские, нижнемезозойские, мезозойские — предверхнеюрские, верхнепалеозойские — послеврхнеюрские (преднижнемеловые) и мезозойские — посленижнемеловые магматические образования. Возрастное расчленение магматических пород, распространенных в пределах Читинской области, следует признать далеко несовершенным. Даже работы самых последних лет, специально посвященные изучению магматизма, дают сравнительно мало однозначных решений в этом отношении, так как различные по возрасту магматические породы Забайкалья часто весьма однообразны по своему составу, а определения абсолютного возраста произведены пока в очень ограниченных количествах. Кроме того, не все из применяемых в этой области методик дают в настоящее время надежные результаты.

Все имеющиеся схемы магматизма для территории Читинской области являются в значительной мере условными. Особенно это относится к схемам, в которых для сравнительно небольших территорий выделяется более десятка различных мало обоснованных фактическим материалом интрузивных комплексов.

Магматические породы архейского возраста имеют в Читинской области ограниченное распространение. Они известны в Олекмо-Витимской горной стране, где на больших площадях обнажаются архейские образования. Здесь широко развиты гранито-гнейсы и граниты. Подчиненное значение имеют ультраосновные породы (перидотиты, пироксениты и др.), а также продукты их глубокого метаморфизма, представленные амфиболитами, серпентинитами и тальковыми породами.

Магматические породы протерозойского возраста развиты в Олекмо-Витимской горной стране и слагают крупные площади на

правобережье р. Витима (севернее устья р. Сюльбана), на водоразделе правых притоков р. Витима и левых притоков р. Чары, в верховьях р. Чары, на правобережье р. Калара, на водоразделе рек Калара и левых притоков Олекмы и в верховьях р. Калакана. Среди них известны крупнозернистые биотитово-роговообманковые граниты, иногда переходящие в гранодиориты и граносиениты, крупнозернистые порфирированные биотитовые граниты, аляскитоидные граниты, щелочные граниты и гранодиориты, а также различные гибридные диориты, кварцевые диориты и монцититы. Широко развиты основные породы, представленные главным образом анортозитами, различными габбро и габбро-норитами. Очень часты также дайки протерозойских габбро-диабазов, порфиров, кварцевых порфиров, гранит-порфиров и фельзитов.

Протерозойские магматические породы, превращенные в ортогнейсы и гранито-гнейсы, выделены в пределах широкой полосы северо-восточного простирания, включающей часть водораздельного пространства рек Витима, Каренги, Нерчи и Читинки. Обширные поля протерозойских гранитоидов известны в восточной части Читинской области на правобережье р. Олекмы, в среднем и нижнем течении р. Тунгира и в бассейне р. Амазара.

Протерозойский возраст магматических пород Олекмо-Витимской горной страны устанавливается как на основании геологических данных, так и по результатам единичных определений абсолютного возраста (980—1000 млн. лет).

Магматические породы нижнего палеозоя широко распространены в западной и центральной частях Читинской области. Крупные площади, сложенные нижнепалеозойскими магматическими образованиями, известны и в Приаргунье.

В западной части области, в пределах Малханского и Цаган-Хуртэйского хребтов, на водоразделе рек Хилка и Ингоды, развиты биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты и гранодиориты, граносиениты, диориты и аляскиты малханского интрузивного комплекса. Для большинства этих пород характерны гнейсовидные текстуры. Жильная серия представлена мусковитовыми пегматитами и спессартитами. Такие же глубинные магматические породы наблюдаются и на обширной территории Олекмо-Витимской горной страны.

В последнее время нижнепалеозойские гранитоидные породы установлены в Пришилкинской зоне. В Приаргунье нижнепалеозойские магматические породы представлены гнейсовидными гранитами, гранито-гнейсами, ортогнейсами и аляскитовыми пегматоидными гранитами.

Нижнепалеозойский возраст этих пород определяется активными контактами их с докембрийскими и нижнепалеозойскими осадочными и магматическими породами, а также тем, что они прорываются среднепалеозойскими интрузиями. Нижнепалеозойский возраст Заурулюнгуевского массива подтверждается также определением абсолютного возраста, оказавшимся равным 403 млн. лет ($\pm 8\%$).

Магматические породы среднего палеозоя чрезвычайно широко распространены в Читинской области. Они слагают огромные площади в центральной ее части, где наблюдаются в пределах широкой полосы, протягивающейся из верховьев р. Хилка и левобережья р. Ингоды в бассейне рек Калакана, Калара и низовьев р. Тунгира. Возможно, что в пределах указанной полосы среди массивов среднепалеозойских магматических образований, представленных здесь гранитами и гранодиоритами, небольшими массивами специфических щелочных гранитов,

граносиенитов и сиенитов, а также гибридными породами более основного состава, — имеются нижнепалеозойские, а может быть, и протерозойские магматические образования.

Среднепалеозойские, преимущественно гранитоидные интрузивы весьма широко распространены южнее, в пределах Центрального и Восточного Забайкалья. В Центральном Забайкалье среднепалеозойские гранитоиды занимают огромные площади. Самые ранние этапы магматической деятельности представлены небольшими массивами основных и ультраосновных пород типа габбро-норитов, оливиновых габбро и имеющих второстепенное значение перидотитов, оливинитов, троктолитов и гиперстеновых диоритов.

Возраст отмеченных интрузивов определяется тем, что они прорывают отложения среднего палеозоя, будучи сами прорваны более поздними среднепалеозойскими и еще более молодыми интрузивами. Кроме того, в настоящее время имеется несколько определений абсолютного возраста гранитоидов западной части Читинской области, подтверждающих среднепалеозойский возраст массивов (250—270 млн. лет).

Крупные площади сложены среднепалеозойскими гранитоидами в междуречье Шилки и Аргуни, где массивы этих пород протягиваются в северо-восточном направлении из верховьев р. Борзи и окрестностей Александровского и Газимурского Заводов в верховья р. Амура. Здесь также преобладают биотитовые граниты и гранодиориты и так же, как в западной части Читинской области, наблюдаются лейкократовые разности вплоть до аляскитов. Обычно в эндоконтактах массивов образуются более основные гибридные разности.

Среди интрузивов верхнепалеозойского — нижнемезозойского возраста выделяются относительно крупные гранитоидные массивы, которые в пределах Центрального Забайкалья прорывают пермские отложения и перекрываются нижнемезозойскими эффузивами. Подобного же возраста и характера интрузивы в самое последнее время установлены и в Восточном Забайкалье.

Более поздние интрузивы, прорывающие нижнемезозойские образования, представлены штоками и дайками, часто типичными гипабиссальными малыми интрузиями различного состава. Они широко развиты в западной части Читинской области. К этой же возрастной группе, по-видимому, относится серия малых интрузивных тел, развитых восточнее и северо-восточнее Читы и в междуречье Шилки и Олекмы.

Мезозойские (предверхнеюрские) гранитоиды широко развиты на площади, ограниченной долинами рек Турги, Онона, Унды, Тангуя и Борзи, а также на водоразделе рек Борзи и Урулюнгуя.

Наиболее крупные массивы (Цаган-Олуевский, Соктуйский и др.) сложены гранодиоритами и гранитами, в том числе кислыми и ультракислыми гранитами. Северо-восточнее указанных массивов, в пределах Шахтаминского и Газимурозаводского районов, предверхнеюрские интрузивы представлены главным образом штоками (наиболее крупный из них Шахтаминский), которые сложены преимущественно гранодиоритами и часто несут определенные признаки гипабиссальности. В Приаргунском и Пришилкинском районах развито большое количество малых гипабиссальных тел гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, кварцевых и бескварцевых порфиров, среди которых весьма трудно отделить предверхнеюрские интрузивы от более молодых — преднижнемеловых.

В западной части Читинской области также распространены мезозойские интрузии подобного характера, однако развиты они здесь не широко и определить их более точный возраст в большинстве случаев не представляется возможным.

Верхнеюрские и преднижнемеловые интрузивные образования более всего развиты в центральной и южной частях Читинской области, в пределах Восточного Забайкалья, где они представлены обычно своеобразным комплексом малых интрузий, штоков и даек. Широкое распространение имеют субвулканические верхнеюрские тела, синхроничные верхнеюрским эффузивам и представленные главным образом диоритовыми порфиридами.

Штоки и дайки прорывают верхнеюрские вулканогенные толщи, а слагающие их породы содержатся в гальках нижнемеловых образований. Штоки сложены диорито-сиенитами, монцонитами, сиенитами, граносиенитами и гранодиоритами и распределены группами (Александрово-заводская, Савво-Борзинская и многие другие). Несколько более поздние дайки распространены шире и представлены кварцевыми и бескварцевыми порфирами, фельзитами, сиенит- и гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, различными порфиритами и лампрофирами.

Посленижнемеловые магматические образования имеют весьма ограниченное распространение и представлены интрузивными залежами и дайками диоритов, андезитов и базальтов, прорывающими осадки нижнего мела. Возможно, что посленижнемеловыми являются также рибекитовые граниты, сиениты и монцониты, известные в бассейне р. Аленгуя и залегающие в толщах средней юры — нижнего мела.

Представления о тектонике территории Читинской области длительное время были крайне противоречивыми. Лишь в результате исследований, проведенных за последние годы, удалось получить большой фактический материал, позволяющий провести достаточно детальное тектоническое районирование и выделить целый ряд различных структурных элементов.

Самая северо-восточная оконечность Читинской области относится к древнейшему структурному элементу — Чарской архейской глыбе, отделенной от Алданского щита Олекминской ветвью протерозойской складчатой зоны (см. рис. 49, стр. 435). Чарская глыба в пределах территории области окаймляется с запада и юга Кодаро-Удоканской зоной протерозойской складчатости.

Граница между протерозойской складчатой зоной и расположенной южнее территорией, консолидированной в результате древнекаледонских движений, проходит по системе глубинных разломов, заложенных еще в нижнем протерозое.

Судя по характеру нижнекембрийских отложений Каларской депрессии, можно предположить, что в этом участке существовал передовой прогиб древнекаледонской складчатой зоны, однако контуры прогиба остаются неясными. Территория древнекаледонской складчатости, располагающаяся к юго-западу и югу от указанной выше системы глубинных разломов, в результате последующих интенсивных поднятий подверглась чрезвычайно глубокой денудации, вследствие чего в ее пределах выведены на поверхность главным образом глубинные изверженные горные породы. Это обстоятельство затрудняет выяснение особенностей внутреннего строения этой территории и характера границы с южной частью области, относящейся к Центральному и Восточному Забайкалью.

Центральное Забайкалье в своей абсолютно преобладающей части является областью, консолидированной в результате движений палеозойской эры; в мезозое оно представляло собой территорию, подвергавшуюся главным образом глыбовому расчленению.

Северная часть Центрального Забайкалья относится к краевой части среднепалеозойской варисцидской складчатой системы, наложившейся на зону весьма активного проявления каледонских движений.

От более южной части области, относящейся к Зачикуйской и Даурской зонам, она отделяется структурой типа глубинного разлома (Чикой-Ингодинский структурный шов). Расположенная непосредственно юго-восточнее Зачикуйская зона представляет собой область, где весьма активно проявились среднепалеозойские движения. Одновременно эта зона является краевой частью пермской геосинклинальной системы. Юго-восточная часть Центрального Забайкалья—Даурская зона—относится к территории, где активно проявились пермские движения в геосинклинальной форме. Активные глыбовые дислокации самых верхов перми—начала триаса, по-видимому, завершающие палеозойский этап развития Центрального Забайкалья, проявились на всей территории этой области. Область активного проявления глыбовых движений верхов палеозоя—низов мезозоя занимает значительные пространства в северо-западной части Центрального и Восточного Забайкалья.

Восточное Забайкалье относится к территории очень сложно построенной мезозойской остаточной геосинклинальной системы. В разных частях этой области мезозойские движения проявились с резко различной интенсивностью. Наиболее активными они были в Северо-Западной и Центральной синклиналильных зонах.

В пределах мезозойской складчатой области выявляется крупный внутренний жесткий Агинский массив, сформировавшийся в основном в результате палеозойских движений. Он находится на границе Центрального и Восточного Забайкалья.

В пределах Восточного Забайкалья выделяются следующие главные структурные единицы:

- 1) Северо-Западная синклиналильная зона;
- 2) Центральная синклиналильная зона;
- 3) Переходная зона;
- 4) Приаргунская краевая антиклиналильная зона;
- 5) Пришилкинская краевая антиклиналильная зона;
- 6) Агинский массив;
- 7) Область Газимуро-Урюмканских поднятий.

Последняя структурная единица является участком поперечного поднятия, отделяющим мезозойские прогибы Восточного Забайкалья от следующего к северо-востоку Верхне-Амурского прогиба, который территорию Читинской области захватывает лишь своей самой юго-западной оконечностью.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Докембрийские отложения широко распространены на севере Читинской области, в пределах Олекмо-Витимской горной страны. В Восточном Забайкалье они имеют очень ограниченное распространение. В Центральном Забайкалье на данной стадии изученности докембрий не может быть надежно отделен от метаморфизованных отложений нижнего палеозоя.

Последние работы показали, что большая часть метаморфических образований севера Читинской области, относимых ранее к архею, являются нижнепротерозойскими.

Большие площади развития архейских пород выявлены на Чарской глыбе (среднее течение рек Чары, Олекмы и верховья р. Токко), в средней части Олекмо-Витимской горной страны, в бассейне р. Калара и по некоторым левым притокам р. Олекмы (Имангро, Хани и др.).

Архейские образования представлены суперкрупными комплексами, состоящим из различных кристаллических сланцев, а также метаморфизованных изверженных пород. Наиболее распространенными породами архея являются разнообразные гнейсы, обычно обильно инфильтрированные гранитным материалом. Архейские комплексы бассейна р. Калара подвергались интенсивной переработке в связи с тектономагматическими процессами протерозойского и частично каледонского этапов.

Среди протерозойских образований, очень широко развитых в пределах Олекмо-Витимской горной страны, наибольшее распространение имеют нижнепротерозойские суперкрупные образования. Осадочно-вулканогенные толщи верхнего протерозоя занимают небольшие площади только в восточной части территории. Существующее мнение о ширком развитии в пределах Олекмо-Витимской горной страны синийских образований не подкреплено фактическими данными.

В нижнепротерозойских толщах выделяются две суперкрупные серии, приуроченные к различным структурно-фациальным зонам протерозойской геосинклинали. В пределах Кодаро-Удоканской зоны, прилегающей к Чарской глыбе и западной части Алданского щита, накапливались мощные осадочные толщи, преимущественно терригенного происхождения (удоканская серия). В Витимо-Муйской зоне, расположенной внутри геосинклинали, накапливались мощные вулканогенные

и осадочно-вулканогенные образования (муйская серия). Обе серии подразделяются на целый ряд свит. Протерозойские образования прорываются различными интрузивными породами.

Докембрий Восточного Забайкалья относится, вероятно, к верхнедокембрийским (синийским), и, по-видимому, частично к верхнепротерозойским образованиям. Здесь он представлен разнообразными гнейсами и мигматитами, кристаллическими и метаморфическими сланцами, которые образовались за счет аркозовых песчаников, глинистых сланцев и карбонатных отложений. Часть пород возникла, по-видимому, в результате интенсивного метаморфизма основных эффузивов. В центральной полосе Восточного Забайкалья (Газимурозаводский район, верховья р. Урюмкана) нижнекембрийские отложения залегают согласно, либо с незначительным размывом на докембрии. В юго-восточной Приаргунской краевой зоне и на Ундино-Шилкинском водоразделе нижнепалеозойские толщи, по-видимому, залегают на докембрийских свитах с резким несогласием.

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Еще совсем недавно существовало представление о широком распространении в Олекмо-Витимской горной стране архейских образований.* Детальные исследования последних лет (А. М. Бильгаев, И. Ф. Гладких, А. Е. Дербина, В. Г. Дитмар, В. К. Полегаев, Н. С. Рожок, А. О. Розенцвит, Л. И. Салоп, Д. М. Шилин и др.) показали, что к ним ошибочно были отнесены многие образования нижнего протерозоя и что собственно архейские комплексы выходят на поверхность только в нескольких разобщенных друг от друга районах.

Наиболее значительная площадь распространения архейских пород находится в бассейнах среднего течения рек Чары и Олекмы и в верховьях р. Токко. Первоначально предполагалось, что этот район развития почти исключительно одних архейских образований является западным выступом Алданского щита. Сейчас установлено, что это поле архея отделено от Алданского щита узкой полосой протерозойских образований, протягивающейся с юго-запада на северо-восток, от верховьев рек Читканды и Икабьекан, мимо озера Читканда, в бассейн среднего течения р. Олекмы и далее в бассейн р. Чуги, где алданскими геологами (Лазько, 1948; Митич, 1948) обнаружены значительные выходы метаморфизованных толщ протерозоя.

Архейские образования на севере трансгрессивно перекрываются субплатформенными осадками нижнего кембрия, а на западе, юге и востоке контактируют с метаморфическими толщами и интрузиями протерозоя вдоль мощных тектонических нарушений. Таким образом, рассматриваемое поле архея является изолированным крупным блоком древнего фундамента в протерозойской складчатой зоне, именуемой Чарской глыбой (Салоп, 1958а, 1958б и др.). Другое, по-видимому, еще более значительное поле распространения архейских образований находится в бассейне р. Калара и по некоторым левым притокам р. Олекмы (Хани, Имангро и др.). На севере оно отделено от протерозойских толщ хребта Удокан крупными разрывными нарушениями или

* На листе О-50 государственной геологической карты СССР (Дитмар, 1947) свыше 75% площади рассматриваемой территории закрашено цветом архея.

же интрузиями гранитов, а на востоке, вероятно, смыкается с археем Станового хребта. Южная граница распространения архейских образований в бассейне р. Калара точно не установлена; неясно также, является ли это поле обособленным участком или составляет единое целое с архейскими образованиями Южно-Муйского хребта, слагающими третий обособленный участок на крайнем юго-западе Олекмо-Витимской горной страны (бассейн рек Муи, Тулдуни, Таксими, Джалинды и др.).

В отличие от архейских образований Чарской глыбы, незначительно измененных протерозойскими тектоническими движениями и интрузивными процессами, архейские комплексы бассейна р. Калара и Южно-Муйского хребта в очень сильной степени подверглись переработке во время протерозойского и отчасти каледонского тектоно-магматических этапов развития. Среди архейских комплексов здесь нередко встречаются интенсивно метаморфизованные и дислоцированные толщи протерозоя и очень широко распространены различные интрузии главным образом нижнепротерозойского возраста.

В составе архейских образований можно выделить три разновозрастных комплекса пород (снизу вверх): 1) суперкрупный комплекс; 2) комплекс метаморфизованных основных и ультраосновных интрузивов; 3) гранито-гнейсовый комплекс.

Архейский суперкрупный комплекс представлен различными гнейсами, кристаллическими сланцами, силицифицированными мраморами, кварцитами и амфиболитами. Из них только гнейсы и отчасти амфиболиты имеют повсеместное распространение на всех площадях развития архея Олекмо-Витимской горной страны; что же касается других пород, то они наблюдаются лишь в некоторых районах.

Архейские образования восточной части рассматриваемой территории, находящиеся в пределах Чарской глыбы и бассейна р. Калара, очень сходны, но в то же время заметно отличаются от отложений того же возраста, распространенных в Южно-Муйском хребте. Для архея восточных районов характерны кварциты, имеющие подчиненное значение, и обогащенные глиноземом или железом кристаллические сланцы; в то же время здесь отсутствуют или имеют ничтожное распространение кристаллические известняки и богатые известью кристаллические сланцы. В западных же районах в архейском суперкрупном комплексе железистые и глиноземистые кристаллические сланцы и кварциты совершенно неизвестны, а карбонатные породы играют наиболее существенную роль.

Здесь наиболее распространенными породами архея являются гнейсы, среди которых выделяются биотитовые, двуслюдистые, мусковитовые, биотитово-амфиболовые, амфиболовые, амфиболо-гранатовые, слюдяно-гранатовые, силлиманитовые и другие разновидности. Наиболее распространенными являются биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы, обильно инъецированные гранитным материалом и представляющие собой типичные мигматиты. Среди них преобладают полосчатые мигматиты, в которых инъекционный материал располагается послойно, но нередко встречаются и другие структурные типы мигматитов: небулиты, строматиты, агматиты и пр. Местами инъекционный материал заметно превалирует над материалом субстрата; в таких случаях невозможно провести границу между мигматитами и гранито-гнейсами. Судя по отчетливой полосчатой (слоистой) текстуре гнейсов, их переслаиванию с кристаллическими известняками, кварцитами и не-

которыми кристаллическими сланцами, не подлежит сомнению, что в основной своей массе они являются глубоко метаморфизованными первичноосадочными образованиями.

В архейском комплексе меньшее распространение имеют кристаллические сланцы. В восточных районах они представлены биотитовыми, двуслюдистыми, мусковитовыми, гранато-слюдистыми, амфиболовыми, гранато-амфиболовыми, гранато-силлиманитовыми, кварцево-магнетитовыми, гранато-амфиболо-магнетитовыми и другими разновидностями. Среди них заметно преобладают темные биотитовые и гранатс-биотитовые сланцы, с которыми иногда ассоциируют белые или серые слюдястые или сливные кварциты.

В хребте Кодар среди гнейсов и кристаллических сланцев архея встречаются зоны графитизированных пород. По данным К. А. Метцгера, в одной из них, расположенной на левобережье р. Сукоканыр (правый приток реки Б. Торы), графит приурочен к мощной (до 100 м) пачке амфиболовых гнейсов, прослеженной по простиранию более чем на 1 км и залегающей согласно с остальными породами. Вторая зона установлена в верховьях реки Б. Тянкаря (правый приток реки М. Торы) и по его притоку — ключу Бурхайскому, мощность ее достигает 5 м; на одном участке она прослежена по простиранию на 100—150 м, на другом — более чем на 200 м. Породы зоны представлены графитизированными кристаллическими сланцами.

Особый интерес имеют магнетитовые кристаллические сланцы и магнетитовые кварциты (джеспилиты), образующие прослой и горизонты в архейском комплексе восточных районов. Горизонты таких пород или прослеживаются по отдельным выходам, или непрерывно протягиваются на несколько километров (до 10 км). Они позволяют иногда расшифровать структуру архейских толщ. В большинстве случаев магнетитовые породы образуют маломощные прослой (от десятков сантиметров до первых единиц метра). Однако на некоторых участках (например, на левобережье р. Чары) прослой мощностью до 3 м группируются в пачки общей мощностью 300—500 м.

В магнетитовых породах наиболее часто встречаются следующие ассоциации минералов: магнетит — кварц, магнетит — амфибол (грюнерит или обыкновенная роговая обманка), куммингтонит (?) — кварц, магнетит — амфибол — гранат — кварц и др. Кварца в породе содержится или незначительная примесь, или он резко преобладает, превращая породу в кварцит с примесью магнетита и других минералов. Текстура сланцев отчетливо полосчатая. В магнетитовых кристаллических сланцах содержание FeO колеблется от 20 до 70—80% (в среднем около 40%).

В западных районах кристаллические сланцы архея имеют существенно иной состав. Среди них заметно преобладают разности, богатые известью и магнием: диопсидо-гранатовые, диопсидо-цоизитовые, диопсидо-скаполитовые, гранато-цоизитовые, амфиболо-цоизитовые и др. Сланцы обычно тесно ассоциируют с силифицированными мраморами и амфиболитами или же перемежаются с гнейсами. Мраморы встречаются в виде тонких прослоев (от 1—2 см до 3—4 м) среди гнейсов и кристаллических сланцев, но на отдельных участках (верховья р. Янгуды) они слагают значительные толщи мощностью до сотен метров. Мраморы обычно белого цвета, сильно перекристаллизованы и содержат новообразования диопсида, мусковита, флогопита (?), цоизита, кварца, тремолита и других минералов.

Амфиболиты имеют повсеместное распространение в архейском комплексе, но встречаются спорадически. Среди них, безусловно, имеются как представители глубоко метаморфизованных осадочных образований, так и основных интрузивов и эффузивов.

В ряде случаев амфиболиты перемежаются с отчетливо стратифицированными породами архея, образуя в них согласные пластовые тела. Часто отмечается тесная ассоциация их с амфиболово-магнетитовыми кристаллическими сланцами (на востоке) или же с богатыми известью кристаллическими сланцами и мраморами (на западе). В этих случаях можно с большим основанием говорить об осадочном генезисе таких амфиболитов. Нередко встречаются амфиболиты, слагающие дайки и штоки или же тела пластовой формы, но в отдельных местах характеризующиеся секущими контактами с апофизами во вмещающие породы. При изучении под микроскопом в амфиболитах иногда обнаруживается реликтовая бластоофитовая или бластопорфировая структура. Местами они ассоциируют с метабазитами, магматическое происхождение которых не вызывает сомнений. Во многих случаях, однако, крайне трудно решить вопрос о первоначальной природе амфиболитов.

Среди архейских образований в зонах сильных тектонических нарушений, особенно вблизи крупных надвиговых структур, отмечаются кварцево-хлоритовые, серицито-хлоритовые и тальково-хлоритовые сланцы, являющиеся продуктами регрессивного метаморфизма гнейсов и амфиболитов. Местами они обильно пиритизированы или окварцованы.

Стратиграфическое расчленение архейского комплекса с достаточной достоверностью пока произведено быть не может. Однако для ряда участков восточных районов намечается следующая возрастная последовательность пород (снизу вверх):

1. Гнейсы, преимущественно биотитовые, биотитово-амфиболовые и амфиболовые, содержащие в верхней части толщи прослой и горизонты амфиболитов, кристаллических сланцев и железистых кварцитов и изредка белых кварцитов. Железистые кварциты очень часто приурочены к горизонтам амфиболитов или же образуют самостоятельные горизонты среди гнейсов.

2. Кристаллические сланцы, иногда с подчиненными прослоями кварцитов. Эта толща железистых пород не содержит.

Такие соотношения были установлены В. К. Полетаевым в верховьях р. Калара и К. А. Метцгер и А. О. Смильксын в районе левобережья реки Б. Торы (Чарская глыба). В верховьях р. Калара гнейсовый комплекс пород моноклинально падает на северо-запад. В направлении падения гнейсов в них встречаются отдельные прослой и мощный, очень выдержанный по простиранию горизонт амфиболитов и амфиболовых гнейсов, содержащий пласты железистых кристаллических сланцев и кварцитов мощностью до 3 м. На гнейсах согласно залегает мощная толща кристаллических сланцев.

В районе левобережья реки Б. Торы кристаллические сланцы, перемежающиеся с кварцитами, залегают в ядрах синклинальных складок, а прослой амфиболитов, кварцитов и железистых пород чаще всего приурочены к участкам гнейсовой толщи, непосредственно подстилающим кристаллические сланцы. Ввиду того, что различие между кристаллическими сланцами и гнейсами в значительной мере обусловлено, по-видимому, не столько разным составом исходных пород,

сколько иной степенью их метаморфического изменения, не исключено, что такое распределение пород в разрезе, быть может, стоит в связи с метаморфической зональностью.

Архейские образования в районе правобережья р. Витима А. А. Арсеньев (1940) также разделяет на две свиты: нижнюю, представленную в основном гнейсами (в том числе гранито-гнейсами), и верхнюю, состоящую из различных кристаллических сланцев и мраморов, причем последние «составляют стратиграфически наиболее молодые образования описываемой свиты и, по-видимому, залегают в синклиналях». Однако данная стратиграфическая схема обоснована автором не фактическим материалом, а сопоставлениями с другими районами Восточной Сибири, в которых стратиграфия архея мало разработана.

Большой интерес представляет выяснение вопроса о том, являются ли архейские суперкрупные толщи западных районов Олекмо-Витимской горной страны, содержащие много карбонатных пород, фациальной разновидностью гнейсовых толщ восточных районов, совершенно лишенных карбонатных образований, или же эти толщи разновозрастны, хотя в обоих случаях и относятся к архею. Однако этот вопрос пока остается открытым, так как толщи архея западных и восточных районов разобщены и, следовательно, не могут быть сопоставлены непосредственно. Отнесение рассмотренного глубоко метаморфизованного комплекса пород к архейской группе основывается на ряде наблюдений. Так, в западной части территории, в районе ключей Самокут и Булунда (левобережье р. Витима), на гнейсах и мраморах трансгрессивно и с угловым несогласием залегают толща сильно метаморфизованных эффузивов, песчаников и сланцев с горизонтами кристаллических известняков, содержащая в нижней части разреза мощные горизонты метаморфизованных конгломератов, переслаивающихся с песчаниками. В составе гальки конгломератов, по данным Н. М. Михно и Л. И. Салопа (1958а), в изобилии встречаются мраморы, гнейсы, кристаллические сланцы и гранито-гнейсы, слагающие подстилающий комплекс древних образований. Поскольку метаморфическая толща, перекрывающая гнейсы, является наиболее древней серией протерозоя Байкальской горной области, то, естественно, гнейсовый комплекс можно считать архейским.

В восточных районах Олекмо-Витимской горной страны архейские комплексы повсеместно имеют с нижнепротерозойскими осадочными толщами тектонические контакты или же их соотношения замаскированы позднейшей гранитизацией. Тем не менее по некоторым косвенным данным можно все-таки говорить об их более древнем возрасте. Так, в верховьях реки В. Укокан (хребет Кодар), в метаморфизованных конгломератах, заключенных в виде крупных ксенолитов среди нижнепротерозойских гранитов, встречается многочисленная галька гнейсов, метабазитов, амфиболитов, гранито-гнейсов и катаклазированных гранитов. Все эти породы очень характерны для архея бассейна р. Чары. В верховьях реки Б. Торы (хребет Кодар, водораздельная гряда Б. Тора — Бургай) катаклазированные гнейсовидные граниты, мигматиты и биотитовые гнейсы прорываются большими интрузивными телами и дайками метаморфизованных микропегматитовых габбро и габбро-диабазов, которые очень типичны для ранних этапов нижнепротерозойского магматизма. Этот факт также может служить определенным указанием на принадлежность упомянутых гнейсов, мигматитов

и катаклазированных гранитов к образованиям именно архейского возраста.

В тех случаях, когда породы архейского и протерозойского суперкрупных комплексов имеют тектонические контакты, степень их метаморфизованности резко различна. В породах протерозоя, даже относительно сильно метаморфизованных, в большинстве случаев можно различить реликтовые структуры исходной породы, чего почти никогда не наблюдается в породах архейского комплекса. Наконец, можно утверждать, что и состав самих исходных пород в архейском и протерозойском суперкрупных комплексах был во многих случаях различен. Так, в архее западных районов Олекмо-Витимской горной страны широко распространены мощные толщи мраморов, в то время как в протерозойском комплексе тех же районов карбонатные породы имеют резко подчиненное значение.

В восточных районах области среди архейских амфиболитов и гнейсов встречаются довольно мощные (до 500 м) горизонты магнетитовых кристаллических сланцев и кварцитов, в то время как метаморфические песчаники протерозоя содержат лишь очень тонкие и редкие прослойки, обогащенные обломочным магнетитом, и никогда не ассоциируют с породами, которые при метаморфизме могли быть превращены в амфиболиты. Более того, литологический и палеогеографический анализы условий накопления осадочных толщ нижнего протерозоя показывают, что источником обломочного материала для них служили архейские образования Чарской глыбы. В частности, за счет размыва магнетитовых кристаллических сланцев и кварцитов архея образовались протерозойские песчаники, обогащенные магнетитом. В составе архейского комплекса восточных районов совершенно отсутствуют карбонатные породы, между тем как они довольно обычны в протерозойских толщах.

Интерес представляет сравнение архейских образований Олекмо-Витимской горной страны с образованиями того же возраста сопредельных районов Восточной Сибири, хотя такое сравнение удаленных друг от друга районов ни в коем случае не может служить надежным основанием для их синхронизации.

Архейские образования западных районов рассматриваемой территории очень напоминают соответствующие образования Прибайкалья и в особенности Восточного Прибайкалья. На восточном побережье Байкала архейские суперкрупные комплексы разделяются на две свиты: нижнюю — таланчинскую, сложенную амфиболовыми, биотитовыми и гранатовыми гнейсами с редкими маломощными прослоями кварцитов, и верхнюю — святоносскую, состоящую из различных гнейсов, переслаивающихся с графитовыми мраморами, а также богатыми известью (диопсидово-цоизитовыми и скаполитовыми) кристаллическими сланцами. Подобное деление архейских образований проводится Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1939) также и для западного побережья Байкала. Из сравнения видно, что архейские толщи западной части Олекмо-Витимской горной страны сложены породами, сходными с прибайкальскими, и при этом они как будто залегают в той же последовательности, которая характерна для Прибайкалья.

Архейский гнейсовый комплекс восточных районов Олекмо-Витимской горной страны имеет больше общих черт с некоторыми архейскими образованиями западной окраины Алданского щита, выделяемыми Ю. К. Дзевановским (1958) в олекминскую серию, которая, по

его мнению, является наиболее древним членом всего разреза Алдана. Состоит она в основном из амфиболовых и биотитовых гнейсов, а также плагиогнейсов с прослоями амфиболитов. Толща кристаллических сланцев и кварцитов, слагающая самую верхнюю часть архейского комплекса Кодаро-Удоканского района, может быть сопоставлена с иенгрской серией Алдана, залегающей на породах олекминской серии. Для этой серии также характерно переслаивание слюдястых и богатых глиноземом (силлиманитовых) сланцев с кварцитами.

Интересно отметить, что в отличие от архейского комплекса центральных частей Алданского щита, в пределах рассматриваемой территории незначительное развитие имеют гиперстенные гнейсы и другие породы чарнокитовой свиты, которая является весьма характерной и широко распространенной в верхней части разреза архея Алдана. Здесь отсутствуют также и образования, которые можно сравнивать с породами самой молодой серии архея Алданского щита, так называемой желтулинской серией, представленной гнейсами, перемежающимися с мраморами, и содержащей в основании горизонт метаморфизованных конгломератов. Если разрез архея Алдана, предлагаемый Ю. К. Дзевановским, верен хотя бы в основных чертах, то можно заключить, что в пределах восточных районов Олекмо-Витимской горной страны (Чарская глыба и верховья р. Калара) представлены лишь самые древние члены архейского комплекса этой части Восточной Сибири.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

В пределах Олекмо-Витимской горной страны протерозойские образования имеют исключительно широкое распространение. Первые относительно подробные сведения о них содержатся в работах А. К. Мейстера (1910, 1932), посвященных геологии левобережья р. Витима в районе Северо-Муйского хребта. По данным этого исследователя, здесь на гнейсах и мраморах древнего комплекса несогласно залегают мощная толща разнообразных метаморфических сланцев, песчаников, конгломератов, известняков и эффузивов, относимая им, на основании сопоставления с разрезом нижнего палеозоя удаленных районов западной окраины Байкальской горной области, к нижнему кембрию. Впоследствии новые наблюдения Н. П. Михно, а затем Л. И. Салопа показали, что к кембрийским отложениям относится только часть метаморфической толщи Северо-Муйского хребта, которая в основном сложена более древними, протерозойскими образованиями*.

В восточной части Олекмо-Витимской горной страны, в бассейне рек Чары и Олекмы, протерозойские образования были впервые установлены и описаны Е. С. Бобиным (1933) и Е. В. Павловским (1933а). Ими была выделена мощная толща метаморфизованных, преимущественно терригенных осадков, трансгрессивно и с угловым несогласием залегающая на гнейсах, относимых к архею, прорванная в ряде мест крупными интрузиями основных и кислых магматических пород. Исследования А. А. Арсеньева и И. А. Ефремова показали, что в состав метаморфической толщи частично входят отложения нижнего кембрия, и

* К подобным выводам пришел и Е. В. Павловский (1948а) на основании критического пересмотра литературного и личного материала по геологии Байкальской горной области.

подтвердили правильность отнесения большей части толщи к нижнему протерозою.

Более поздние исследования О. Н. Шанюшкина и Л. И. Салопа в хребте Кодар, где ранее Е. В. Павловским было описано несогласное налегание протерозойской «метаморфической свиты» на гнейсы архея (по р. Апат), подтвердили его основной вывод о широком распространении протерозоя в Олекмо-Витимской горной стране. Одновременно с этим было установлено, что гнейсы и кристаллические сланцы характерны не только для архея. В составе пород протерозоя на участках, подвергшихся сильному метаморфизму и гранитизации, также широко развиты гнейсы и кристаллические сланцы.

В 1943—1947 гг. протерозойские образования западной части области изучались группой геологов треста «Золоторазведка» (Н. П. Михно, П. М. Олтаржевский, А. А. Семенов и др.). Результаты этой работы были обобщены Н. П. Михно, предложившим новую схему стратиграфии и магматизма докембрия для бассейна реки С. Витима. Однако последующие исследования не подтвердили этой схемы и показали, что Н. П. Михно ошибочно включил в состав протерозоя многие кембрийские образования (падринскую толщу эффузивов, песчаниковые и доломитовые толщи бассейнов рек Куляны, Парамы и др.) и отнес заведомо протерозойские толщи к силуру (метаморфические толщи бассейнов рек Чаянгро, Талои и др.).

В 1948—1952 гг. протерозойские образования Олекмо-Витимской горной страны подверглись детальному систематическому изучению (И. Ф. Gladких, К. К. Денисов, А. Е. Дербина, В. Г. Дитмар, П. Е. Луненко, М. М. Мануйлова, В. К. Полетаев, Н. С. Рожок, А. О. Розенцвит, Л. И. Салоп, Д. М. Шилин и др.), результаты которого были обобщены Л. И. Салопом (1956а, 1958а, 1958б, 1958в, 1958г и др.).

В пятидесятых годах протерозойские отложения Олекмо-Витимской горной страны исследовались партиями Читинского геологического управления (И. И. Вишневецкая, А. М. Лейтес, Е. П. Миронюк, В. Г. Тарасова). В связи с составлением мелкомасштабной геологической карты протерозойские отложения изучались здесь на обширной площади С. П. Смеловским. Обобщающие работы по стратиграфии докембрия Читинской и западной части Амурской области написаны В. П. Кузнецовым (1957 а, 1957 б).

Протерозойские образования Олекмо-Витимской горной страны представлены разнообразными метаморфическими толщами и прорывающими их столь же разнообразными интрузивными комплексами. Наиболее широкое распространение имеют нижнепротерозойские суперкрупные образования. Осадочно-вулканогенные толщи верхнего протерозоя имеют незначительное развитие только на западе рассматриваемой территории.

Нижний протерозой

Нижнепротерозойские образования представлены двумя различными суперкрупными сериями, занимающими обособленное положение в определенных структурно-фациальных зонах, возникших еще в начале развития протерозойской геосинклинали.

В пределах Олекмо-Витимской горной страны выделяются две такие зоны: Кодаро-Удоканская и Витимо-Муйская.

Первая охватывает площадь, примыкающую к Чарской глыбе и к западной части Алданского щита, вторая, относящаяся к внутренней

геосинклинальной области, расположена в бассейне р. Витим, преимущественно на ее левобережье. Граница между зонами проходит приблизительно по линии: оз. Орон — водораздел рек Кулгушная и Талои — р. Сюльбан, около устья ключа Бальбухта. Эти две зоны, хотя и развивались одновременно, отличаются друг от друга характером седиментации и магматизма. В течение нижнего протерозоя в пределах Кодаро-Удоканской зоны накапливались весьма мощные толщи разнообразных осадочных пород, преимущественно терригенного характера (удоканская серия), в это же время в Витимо-Муйской зоне формировались не менее мощные толщи вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований (муйская серия).

Нижнепротерозойские образования Кодаро-Удоканской зоны

Метаморфические толщи протерозоя Кодаро-Удоканской зоны были впервые выделены Е. В. Павловским (1933а) под названием удоканской свиты. Теперь, когда выяснено, что эти толщи характеризуются сложным строением, огромной мощностью и отделяются резкими угловыми несогласиями от ниже- и вышележащих комплексов и, кроме того, к концу их формирования приурочены очень мощные и разнообразные проявления магматической деятельности, с которыми связаны определенные типы метаморфических воздействий, — стало ясным, что понятие свита для характеристики этих образований неприемлемо. В соответствии с принятыми правилами стратиграфической номенклатуры древних немых толщ мы называем этот суперкрустальный комплекс серией, оставляя за ним наименование, предложенное ранее Е. В. Павловским.

Удоканская серия сложена разнообразными метаморфизованными осадочными породами, преимущественно терригенного характера. Наиболее широкое распространение имеют метаморфизованные полимиктовые, аркозовые и кварцевые песчаники, сланцы, алевролиты и кварциты. Для некоторых свит серии очень типичны тонкополосчатые, часто косо-слоистые, железистые и иногда медистые песчаники. Грубые псефитовые осадки сравнительно редки, карбонатные породы в составе серии обычно образуют тонкие прослои. Мощные горизонты известняков встречаются только в одной-двух свитах. Эффузивы, по-видимому, или совершенно отсутствуют, или очень редки.

Изучение стратиграфии удоканской серии позволило расчленить ее на несколько разновозрастных свит и обосновать их положение в нормальном разрезе (Салоп, 1958а и др.).

Сыгыхтинская свита сложена в основном серыми или темно-серыми слоистыми мелкозернистыми метаморфизованными песчаниками, внизу содержащими прослои кристаллических известняков, а вверху — тесно перемежающимися со сланцами. В разрезе свиты преобладают богатые кварцем полимиктовые песчаники, переходящие в существенно кварцевые (кварцитовидные) разности. В составе обломочного материала песчаников, кроме кварца, наиболее часто встречаются микроклин и плагиоклаз. В нижней части свиты песчаники отличаются заметной известковистостью цемента. Спорадически известковистые песчаники отмечаются и в других частях свиты. В цементе песчаников почти всегда наблюдаются новообразования серицита, биотита, хлорита и иногда полевых шпатов (микроклина и олигоклаза). Часто песчаники содержат обильную тонкую вкрапленность пирита или

пирротина. Благодаря окислению сульфидов выветрелая поверхность пород, содержащая их, имеет ржаво-бурую окраску.

Известняки свиты обладают крупнокристаллическим строением и часто содержат кварц и новообразования силикатов (диопсид, мусковит, тремолит и др.). Мощность пластов известняка не превышает трех метров, но обычно она значительно меньше.

Сыгхтинская свита распространена главным образом в хребте Кодар (в бассейне р. Сыгхты), в зоне проявления интенсивного метаморфизма. Однако обломочные породы свиты почти всегда, за исключением приконтактовых зон, сохраняют черты первоначальной структуры (бластопсаммитовая структура). Породы свиты залегают на крыльях крупного синклинория, занимая нижнее положение в разрезе удоканской серии. Самые низы свиты неизвестны, так как она прорвана крупными интрузиями гранитоидов или местами оборвана тектоническими нарушениями. Видимая мощность свиты превышает 1000 м (1000—1500 м).

К базальным горизонтам удоканской серии, вероятно, относятся метаморфизованные конгломераты верховьев реки В. Укокан, заключенные в виде крупных ксенолитов (провесов кровли) в гранитах Кодарского плутона. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек гнейсов, гранито-гнейсов, метагаббро и крупнозернистых катаклазированных гранитов, сцементированных перекристаллизованным биотитсодержащим цементом. По мнению А. Е. Дербиной и П. Е. Луненка, впервые описавших эти конгломераты, в составе обломочного материала, кроме пород архея, содержатся также интрузивные породы протерозоя. К числу последних они относили метагаббро и катаклазированные граниты. Однако новые исследования показали, что все породы, встречающиеся в гальках конгломератов, целиком относятся к архейским образованиям. Это дает основание предположительно рассматривать конгломераты реки В. Укокан как базальные горизонты удоканской серии. В пользу такого предположения свидетельствует и их пространственное расположение вблизи поля распространения сыгхтинской свиты, а также близость выходов архейского комплекса Чарской глыбы и наличие в гранитном массиве ксенолитов архейских гранито-гнейсов.

Ортуряхская свита сложена довольно однообразными темными биотитовыми, иногда филлитовидными сланцами, переслаивающимися с подчиненными прослоями темных тонкозернистых метаморфизованных песчаников. Сланцы и филлиты характеризуются темно-серым, почти черным цветом и тонкой сланцеватостью. Темный цвет их обусловлен тонкой вкрапленностью графита, а также наличием чешуек биотита. В составе свиты наиболее распространены биотито-серицитово-кварцевые сланцы.

В зонах проявления контактового метаморфизма сланцы обычно содержат порфиробласты андалузита (хиастолита) и кордиерита, а также мелкие новообразования турмалина. Песчаники этой свиты сходны с песчаниками сыгхтинской свиты, но отличаются тем, что очень редко бывают карбонатными. Обычно они характеризуются еще большей мелкозернистостью, чем песчаники нижележащей свиты и даже переходят в алевриты и сланцы.

Свита широко распространена в хребте Кодар. Более высокое стратиграфическое положение ее по сравнению с сыгхтинской свитой отчетливо наблюдается в верховьях р. Орт-Урях (левый приток р. Сыгхты) и на других участках северо-западного склона хребта Кодар.

Здесь свита, залегая на крыльях синклинория, повсюду занимает более внутреннее положение в структуре по сравнению с сыгхтинской свитой. Ортуряхская свита согласно залегает на сыгхтинской, и на их контакте наблюдается переслаивание характерных компонентов — песчаников и сланцев.

Мощность свиты приблизительно 1000 м.

Боруряхская свита представлена кварцитами с прослоями сланцев; иногда наблюдается их тонкое переслаивание. Кварциты обладают то тонкой, то грубой слоистостью, заметной по характеру чередования их со сланцами; часто сланцеватость породы обусловлена субпараллельным расположением чешуек слюды или хлорита; иногда они имеют массивное сложение (сливные кварциты). Окраска кварцитов светло-серая или серая, с поверхности часто ржаво-бурая благодаря окислению вкрапленности сульфидов.

Кварциты состоят в основном из гранобластового агрегата кварца (75—90%) с примесью зерен олигоклаза и микроклина, а также чешуек биотита (до 10%), мусковита и хлорита. В очень небольшом количестве в них присутствуют циркон, монацит, турмалин и апатит, причем первые два минерала иногда имеют округлую форму. Полевые шпаты изредка также сохраняют реликты своей первоначальной формы в виде облускатанных обломков. Однако в зонах гранитизации или на контакте с гранитными телами встречаются и новообразования микроклина и плагиоклаза. Кварциты местами содержат обильную вкрапленность сульфидов (пирит, пирротин и арсенипирит). Среди сланцев резко преобладают темные биотитово-кварцевые разности.

Боруряхская свита распространена только в хребте Кодар, слагая здесь внутренние части синклинория. Непосредственное налегание ее на сланцы ортуряхской свиты установлено в бассейне рек Бор-Урях и Ортурях (левые притоки р. Сыгхты), а также в верховье ключа Халас (правый приток р. Сыгхты). Во всех случаях нижняя граница свиты довольно резкая, хотя в ее составе и распространены прослой сланцев, очень напоминающие сланцы нижележащей свиты.

Мощность свиты приблизительно 800 м.

Икабийская свита сложена в основном однообразными темными, иногда почти черными сланцами и филлитами. Сланцы содержат графит и шунгит(?). В зонах интенсивного проявления метаморфизма широко распространены биотитово-кварцевые или гранато-биотитово-кварцевые сланцы нередко со ставролитом, андалузитом или кордиеритом (узловатые сланцы). В зонах развития наиболее глубоких метаморфических преобразований породы свиты превращены в силлиманитовые сланцы, гнейсы и мигматиты.

В нижней части свиты среди сланцев иногда встречаются тонкие (до 20—30 см) прослой светлых кварцитов, метаморфизованных алевритов и амфиболо-гранатово-плагиоклазовой породы (метаморфизованные известковистые песчаники или мергели). Кроме того, здесь же наблюдается горизонт белых минерализованных мраморов, переслаивающихся с кварцитами и известково-силикатными породами мощностью до 40 м.

Сланцы, особенно в верхней части свиты, часто содержат тонкую вкрапленность сульфидов (главным образом пирротина, реже пирита) и поэтому местами сильно обохрены. Среди сланцев иногда встречаются пакки мощностью до 30 м, прослеживающиеся на сотни метров (до первых километров), насыщенные послойно распределенной тонкой вкрап-

ленностью пирротина. Анализы этих пород показывают постоянное присутствие в них кобальта и спорадически — никеля, серебра и других элементов-примесей. Такие оруденелые пачки сланцев особенно часто встречаются по р. Сакукану (правый приток реки Б. Икабии) в широкой зоне контактового ореола гранитной интрузии. Наблюдения, однако, показывают, что сульфидизация связана не с воздействием гранитной интрузии, а, скорее всего, имеет осадочный генезис, будучи сингенетична образованию самой сланцевой толщи. Под влиянием интрузии гранитов породы, содержащие сульфиды, подверглись метаморфизму, в результате которого произошло частичное перетложение рудного вещества. К оруденелым сланцам иногда бывают приурочены сравнительно крупные (до 1 м) линзы пирротина и пирита, размещающиеся в зонах дробления.

Породы икабийской свиты, особенно в ее верхней половине, сходны с породами ортурахской свиты. Однако более высокое положение икабийской свиты в разрезе достоверно установлено в ряде участков. Свита распространена не только в хребте Кодар, ею начинается также разрез удоканской серии и в хребте Удокан. В хребте Кодар отложения икабийской свиты повсеместно залегают в ядрах синклиналей, согласно налегая на кварциты борурахской свиты. В хребте Удокан они, наоборот, залегают в центральных частях антиклинориев, начиная разрез удоканской серии в этом районе.

Соотношения икабийской свиты с подстилающей борурахской свитой наблюдаются по р. Орт-Урях (хребет Кодар), а с перекрывающими толщами — по р. Сакукану (около большой излучины) и в верховьях реки Б. Икабия (хребет Удокан).

Мощность свиты примерно 1300 м.

Аянская свита характеризуется переслаиванием серых и темно-серых тонкослоистых и тонкозернистых метаморфизованных песчаников и алевролитов. В них в подчиненном количестве содержатся прослои светло-серых кварцитов. Для пород этой свиты характерно частое чередование прослоев (мощностью 20—80 см) массивных серых тонкозернистых песчаников с прослоями темно-серых алевролитов или алевроитопсаммитов мощностью 2—30 см. Иногда в переслаивании наблюдается ритмичность.

Песчаники и алевролиты имеют полимиктовый состав, без заметного преобладания какого-либо минерала. Обломочный материал их состоит из кварца, полевых шпатов и очень небольшого количества рудного минерала — циркона и монацита (?). Состав цемента зависит от степени метаморфизма пород. В песчаниках и алевролитах обычно присутствуют новообразования серицита и биотита в виде очень мелких чешуек.

Аянская свита широко распространена в восточной части хребта Удокан. В западной части этого хребта и в хребтах Кодар и Калар она пока достоверно не установлена. Соотношения этой свиты со смежными членами нормального разреза очень хорошо прослеживаются в каньоне большой излучины р. Сакукан (правый приток р. Икабии), где породы аянской свиты согласно налегают на сланцы икабийской свиты, причем контакт между ними резкий.

Мощность свиты 300—350 м.

Инырская свита сложена в основном толстослоистыми плотными серыми, реже темно-серыми метаморфизованными песчаниками. Мощность слоев колеблется в значительных пределах, но заметно преоб-

ладают слои толщиной 0,8—2 м и более, нередко до 4—6 м. Иногда толстослоистые песчаники содержат в подчиненном количестве прослой сравнительно тонкослоистых песчаников и алевролитов. В верхней части свиты очень редко отмечается грубая волноприбойная рябь.

Песчаники иньрской свиты обычно массивные; состав их полимиктовый, но наблюдаются переходы к существенно кварцевым разностям.

Породы этой свиты широко распространены в хребте Удокан (бассейн рек Б. Икабия, Сакукан и Четканда); по-видимому, они представлены и в Каларском хребте (бассейн р. Катугин), но в хребте Кодар пока еще достоверно не выделены. Наиболее отчетливо стратиграфическое положение свиты устанавливается в районе большой излучины р. Сакукан и по ключу Сатый в верховьях р. Четканды. Повсюду иньрская свита согласно залегает на аянской свите, но контакт между ними довольно резкий.

Мощность свиты 280—320 м.

Четкандинская свита разделяется на три подсвиты, между которыми существует тесная связь и взаимные переходы.

Нижняя четкандинская подсвита образована серыми, часто с очень характерным зеленоватым оттенком, мелкозернистыми песчаниками. Слоистость в них выражена хорошо, мощность слоев 15—60 см. На поверхностях слоистости нередко наблюдается волноприбойная рябь. Песчаники чаще всего полимиктовые, существенно кварцевые или известковистые разности отсутствуют или очень редки. В породах часто встречаются мелкие порфиобласты сидерита и пирита, обычно замещенные гидрогематитом. Мощность подсвиты 380—550 м.

Средняя четкандинская подсвита характеризуется переслаиванием зеленовато-серых, серых и розовых мелкозернистых или среднезернистых метаморфизованных песчаников. Иногда встречаются прослой светло-серых кварцитов и темно-серых метаморфизованных алевролитов или сланцев. В верху разреза подсвиты увеличивается число слоев розовых существенно кварцевых песчаников. Благодаря частому переслаиванию пород различного цвета и состава подсвита отличается хорошо заметной слоистостью. Мощность слоев чаще всего колеблется от 10 до 80 см (редко больше). Для подсвиты характерны явления дифференциальных подвижек между слоями, обусловленные различной компетентностью слоев. В плотных розовых песчаниках развиваются грубые поперечные трещины скалывания, обычно заполненные жильным кварцем («лестничные» жилы), в зеленовато-серых песчаниках и алевролитах развит тонкий кливаж, ориентированный под острым углом к слоистости.

В верхней части подсвиты иногда встречаются тонкослоистые песчаники с прослойками сильно обогащенными магнетитом и лейкоксеном. В них нередко отмечается мелкая вкрапленность сидерита или пирита. Мощность подсвиты 210—300 м.

Верхняя четкандинская подсвита сложена розовыми мелкозернистыми и среднезернистыми существенно кварцевыми песчаниками с резко подчиненными прослоями серых или зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Слоистость в них выражена менее отчетливо, чем в породах средней подсвиты, но различается хорошо благодаря наличию тонких глинисто-сланцевых примазок на поверхностях слоистости. Для пород подсвит характерна волноприбойная рябь.

В верхней части подсвиты встречаются тонкие прослой, линзочки или желваки карбоната, местами попадаются редкие прослой полосчатых магнетитовых песчаников. Мощность подсвиты 200—220 м.

Общая мощность четкандинской свиты 790—1070 м.

Приведенный разрез четкандинской свиты относится к восточной части хребта Удокан (бассейны рек Четканды и Б. Икабии), где она главным образом распространена. В Каларском хребте свита имеет несколько иной характер. В ее составе большую роль играют метаморфизованные алевролиты и сланцы и, по-видимому, там отсутствуют характерные железистые (магнетитовые) песчаники. В хребте Кодар четкандинская свита выделена в бассейне р. Сюльбан среди глубоко метаморфизованного комплекса, расположенного в зоне проявления гранитизации.

Стратиграфическое положение свиты и ее строение изучены на многих участках бассейнов рек Четканды и Б. Икабии (ключи Иныр, Скалестый, Горки, Сатый и др.). Четкандинская свита залегает согласно на грубослоистых серых песчаниках инырской свиты. Граница между ними сравнительно легко отбивается благодаря резкому различию в характере слоистости в породах инырской свиты и нижней четкандинской под-свиты, а также благодаря различной окраске пород. Последнее не всегда является отличительным признаком, так как в зоне метаморфизма, характеризующейся обильным развитием биотита, песчаники нижней подсвиты теряют свой характерный зеленоватый оттенок (хлорит замещается биотитом).

Александровская свита характеризуется тонким переслаиванием карбонатных пород с метаморфическими песчаниками и алевролитами. В породах этой свиты на поверхностях слоистости часто наблюдается волноприбойная рябь или трещины усыхания. Благодаря различной устойчивости пород свиты к процессам выветривания (прослоев, богатых карбонатом, и прослоев, лишенных его), боковая поверхность слоев обладает характерной ребристой или ячеистой скульптурой. Сохраняя характерные признаки в пределах всей Кодаро-Удоканской зоны, свита на разных участках имеет свои особенности строения. Лучше всего разрез ее изучен в бассейнах рек Б. Икабии и Четканды. Здесь свита характеризуется следующим чередованием слоев: внизу обнажаются серые тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами или филлитами, содержащие тонкие прослойки и линзы доломитов, доломитизированных известняков и карбонатных песчаников, количество которых постепенно увеличивается к верхней части свиты. Изредка встречаются прослойки розовых кварцитовидных песчаников. В породах наблюдается много знаков волноприбойной ряби и следов усыхания.

На востоке района в свите замечается увеличение песчаников, на западе — филлитов и алевролитов. Мощность этой части разреза колеблется на отдельных участках от 100 до 200 м.

Выше наблюдается тонкое частое переслаивание бурых доломитов и доломитовых песчаников с серыми тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. В верхней части этой толщи, в 10—15 м от ее кровли, находится 15—20-метровый маркирующий горизонт светло-розовых или почти белых кварцитов, местами с редкими и очень тонкими прослойками, обогащенными магнетитом. В этой толще встречаются также прослойки алевролитов с примазками окислов и карбонатов меди (медистые алевролиты). Особенно часто налеты и примазки медных минералов встречаются в горизонте песчаников и алевролитов мощностью от 0,3 до 2 м, залегающем в верхней части толщи. Горизонт в бассейне реки Б. Икабии и на правом берегу р. Четканды прослеживается на многие

километры. Мощность толщи колеблется от 70 до 240 м. Общая мощность александровской свиты 250—440 м.

Свита широко распространена в хребтах Удокан, Кодар и отчасти в Каларском хребте. Наиболее отчетливо ее стратиграфическое положение в разрезе установлено в бассейнах рек Б. Икабии и Четканды (Удокан). Повсеместно наблюдается согласное налегание ее на отложениях верхней четкандинской подсвиты. Контакт между свитами обычно резкий, вследствие того, что они сложены различными породами, но на отдельных участках (например, в бассейне р. Четканды), где в составе александровской свиты, так же как и в подстилающей свите, основная роль принадлежит малоразличающимся по цвету песчаникам, граница между свитами имеет несколько расплывчатый характер и обычно проводится по появлению значительного количества карбонатных прослоев, характерных для александровской свиты.

Бутунская свита сложена в основном лилово-серыми или серыми тонкозернистыми массивными или неяснослоистыми песчаниками и алевролитами, включающими один-два мощных горизонта доломитов или доломитизированных известняков.

Разрез свиты в хребте Удокан начинается лилово-серыми неслоистыми тонкозернистыми, с раковистым изломом песчаниками и отчасти алевролитами с многочисленной тонкой вкрапленностью гематита. В них иногда наблюдается неясная выклинивающаяся грубая слоистость и ветвящиеся жилки карбоната (местами с кварцем и гематитом). Породы содержат карбонат в составе цемента. Мощность песчаников 250 м. Выше залегает горизонт доломитов, названный нижним. Доломиты на свежем изломе светло-серые, но выветрелая поверхность их характеризуется красно-бурым или кремво-желтым цветом, обусловленным окислением тончайшей вкрапленности гематита и пирита. Обычно доломиты массивные или брекчиевидные, но иногда отмечаются тонкослоистые разности. Реже встречаются известковистые доломиты и доломитизированные известняки. По направлению на восток в хребте Удокан этот горизонт постепенно выклинивается. Мощность его 0—60 м.

На доломитах лежат песчаники и алевролиты, аналогичные таковым нижележащей толщи, но содержащие сверху горизонт брекчиевидных, иногда конгломератовидных лилово-серых или светло-кремовых песчаников мощностью до 40 м. В этом же горизонте встречаются угловатые или полуокатанные обломки доломита (сингенетическая осадочная брекчия). Мощность горизонта 90—100 м.

Выше залегает горизонт доломитов, названный верхним. По своему внешнему виду доломиты и доломитизированные известняки мало чем отличаются от аналогичных пород нижнего горизонта, но в них более часто отмечается хорошо выраженная тонкая слоистость. Мощность горизонта 20—80 м. Общая мощность свиты 390—500 м.

В верховьях р. Калара среди песчаников свиты, кроме указанных горизонтов доломитов, иногда встречаются еще 2—3 маломощных выклинивающихся слоя доломитов. В хребте Кодар (верховья р. Сюльбан) в составе свиты имеется только один (верхний) горизонт карбонатных пород. Здесь он отличается значительно большей мощностью (300 м) и сложен в основном кристаллическими известняками с подчиненными прослоями песчаников. Иной состав карбонатных пород хребта Кодар стоит, возможно, в связи с явлениями дедоломитизации, обусловленными более высокой степенью метаморфизма. Известняки повсеместно интенсивно перекристаллизованы и часто содержат большое количество

известково-магнезиальных силикатов (диопсид, флогопит, тремолит и др.).

Бутунская свита широко распространена в хребте Удокан и отчасти в хребтах Калар и Кодар. Соотношение ее с подстилающими образованиями установлено на многих участках бассейнов рек Б. Икабии и Четканды (Удокан) и по ключу Золотому (Калар). Повсюду она согласно залегает на породах александровской свиты, причем граница между свитами обычно очень отчетливая и резкая: на тонкослоистых породах александровской свиты залегают массивные песчаники бутунской свиты. Такие же соотношения, по данным Д. М. Шилина и М. М. Мануйловой, наблюдаются и в хребте Кодар.

Сакуканская свита разделяется на две подсвиты, нижнюю и верхнюю, связанные между собой постепенными переходами.

Нижняя сакуканская подсвита в основании сложена грубослоистыми или неяснослоистыми лилово-серыми тонкозернистыми песчаниками. Выше залегает слоистая толща, характеризующаяся переслаиванием серых или темно-серых с лиловым оттенком песчаников с тонкозернистыми породами типа филлитов, а также с грубозернистыми песчаниками, гравелитами и даже изредка мелкогалечными конгломератами. В отдельных прослоях часто замечается тонкая косая слоистость и незначительные прослои, обогащенные магнетитом (мартитом). В песчаниках нередко встречаются сингенетические включения обломков (катыши) темных лилово-серых филлитов, тождественных тем, которые находятся в составе толщи. Иногда эта толща залегает согласно на верхнем доломитовом горизонте бутунской свиты без горизонта массивных лилово-серых песчаников в промежутке. В этом случае в основании подсвиты встречаются линзы конгломератов.

Указанные черты характерны для нижней подсвиты в пределах хребта Удокан. В хребте Кодар (верховья р. Сюльбана) подсвита имеет такой же состав, но отличается наличием мощного горизонта (до 250 м) внутриформационных конгломератов (с подчиненными прослоями песчаников), залегающего в ее основании. В бассейне р. Хильгандо (правый приток р. Сюльбана) конгломераты согласно налегают на известняки, венчающие бутунскую свиту, и состоят из хорошо окатанных или субугловатых галек известняков или известковистых песчаников, сцементированных карбонатным же цементом. Конгломераты непрерывно прослеживаются по направлению на восток (верховья р. Сюльбана) и постепенно сменяются своеобразными «песчаниковыми» конгломератами, состоящими в основном из окатанных галек песчаника, изредка кварца, заключенных в песчаниковом цементе того же состава, что и материал галек. Такие же песчаники встречаются часто в виде прослоев внутри конгломератов.

Здесь соотношения конгломератов с бутунской свитой не могли быть вполне выяснены, так как их разделяет небольшое тектоническое нарушение. Однако, учитывая, что «песчаниковые» конгломераты представляют собой фаціальную разновидность известковых конгломератов, согласно налегающих на известняки бутунской свиты, и сами содержат прослои известковых конгломератов и известняков, можно с большим основанием полагать, что и они являются внутриформационными образованиями. На это также указывают одинаковые с известняками бутунской свиты элементы залегания «песчаниковых» конгломератов и одинаковая степень метаморфизма всех пород, в том числе галек и цемента конгломератов.

Мощность нижней сакуканской подсвиты очень велика. В разрезе по ключу Правый Бутун (бассейн р. Четканды) она приблизительно 1100 м.

Верхняя сакуканская подсвита сложена довольно однообразными серыми или розовато-серыми среднезернистыми олигомиктовыми, существенно кварцевыми, реже полимиктовыми и аркозовыми, но всегда богатыми кварцем, метаморфическими песчаниками. Чрезвычайно характерным для этих песчаников является наличие в них тонких прослоев, обогащенных магнетитом (мартитом).

Песчаники часто характеризуются сложной косой слоистостью, хорошо заметной благодаря выклинивающимся прослоям магнетита. Магнетитовые песчаники местами отличаются тонкой и отчетливой полосчатостью. Иногда на поверхностях слоистости наблюдаются знаки волноприбойной ряби. Другой очень характерной чертой песчаников является наличие в них очень редкой окатанной гальки гранитов и гнейсов.

Интересны указания М. М. Мануйловой (хребет Кодар) и Л. О. Розенцвита (хребет Калар) на присутствие в составе материала песчаников обломков кислых эффузивов с микролитовой или микрогранофировой структурой, а также кремнистых пород, возможно, являющихся измененными микрофельзитами. В низах толщи встречаются редкие прослои темно-серых или лиловых филлитов, а также катыши этих пород в песчаниках, обычно располагающиеся послойно. В верхней части подсвиты среди песчаников изредка встречаются маломощные (до 60 см) прослои сильно известковистых песчаников и крайне редко — кристаллических известняков. Здесь же (примерно в 300 м ниже кровли свиты) находится мощный горизонт медистых песчаников. Характерным членом подсвиты являются железистые песчаники, которые, как правило, не приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам.

Мощность прослоев, обогащенных рудным минералом, обычно не превышает 2 см (весьма редко до 4—5 см), а чаще всего они имеют мощность 0,1—1 см. Такие прослои иногда группируются в маломощные (до 50 см) пачки, быстро выклинивающиеся по простиранию. Зерна мартитизированного магнетита размером 0,1—0,3 мм хорошо окатаны и тесно ассоциируют с цирконом, монацитом и лейкоксеном, обломки которых также хорошо окатаны. В более метаморфизованных разностях песчаников наблюдается регенерация обломков рудных минералов, их срастание и развитие по ним вторичного гематита.

Условия залегания железистых песчаников (тонкие выклинивающиеся прослойки, косая слоистость и пр.), а также форма зерен рудных минералов указывают на то, что образование этих пород связано не с биогенными или хемогенными процессами, а с концентрацией тяжелых обломочных минералов в условиях динамической водной среды прибрежной зоны (ископаемый шлик).

Фациальный и литологический анализы пород сакуканской свиты показывают, что материалом, послужившим для накопления железистых песчаников и других пород этой свиты, явились гнейсы и кристаллические сланцы Чарской глыбы архея, содержащие в своем составе мощные горизонты магнетитовых пород. Железистые песчаники сакуканской свиты практического значения не имеют.

Промышленный интерес представляет уже упоминавшийся горизонт медистых песчаников в районе р. Намингу (хребет Удокан) мощностью 60—100 м, ооконтуривающий ядро сравнительно крупной синкли-

нали. Оруденение представлено тонкими пленками малахита и азурита по плоскостям трещин в песчаниках или песчаниками, «пропитанными» окислами и карбонатами меди с мелкой вкрапленностью сульфидов меди (халькопирит, борнит, халькозин и др.).

Мощность верхней сауканской подсвиты приблизительно 2000 м, а всей сауканской свиты порядка 3100 м. Породы свиты имеют большое распространение в центральной части хребта Удокан и широко представлены во всех других районах Кодаро-Удоканской зоны. Наиболее отчетливо ее стратиграфическое положение в нормальном разрезе установлено в восточной и центральной частях хребта Удокан (по ключу Бутун, в верховьях ключей Комустах и Горки, в верховьях рек Калара и Чины и др.). Повсюду она залегает согласно на верхнем горизонте бутунской свиты, однако имеющийся фактический материал позволяет определенно говорить о том, что перед отложением пород сауканской свиты имели место частые явления перемыва подстилающих толщ, не приводившие, впрочем, к их глубокому размыву. Эти явления имели место и во время осадконакопления сауканской свиты, на что указывают частые включения обломков пород свиты (глинистые катыши) и косая слоистость.

В том случае, когда перед отложением свиты размыва не было, в ее основании залегают песчаники, напоминающие аналогичные породы бутунской свиты, однако границу между свитами удобнее условно проводить по кровле верхнего доломитового горизонта бутунской свиты.

Свита Намингу сложена серыми и темно-серыми грубослоистыми метаморфизованными алевролитами с прослоями сланцев, филлитов и песчаников. Для пород свиты иногда характерна слабая известковистость, распространены они на небольшой площади в центральной части хребта Удокан в ядрах синклиналиных структур, залегающих согласно на песчаниках сауканской свиты. Наиболее четко ее стратиграфическое положение установлено детальными работами А. А. Семихатова и Г. А. Русинова в районе медного месторождения по р. Намингу. Свита Намингу венчает разрез удоканской серии нижнего протерозоя. Видимая мощность свиты 250—300 м.

Общая мощность всего разреза удоканской серии 9000—10 800 м.

Нижнепротерозойские образования Витимо-Муйской зоны

В пределах Витимо-Муйской структурно-фациальной зоны, располагающейся в основном на левобережье р. Витима (Бурятская АССР) и частично в крайней западной части хребта Кодар, нижнепротерозойские суперкрупные образования (муйская серия) имеют существенно иной состав. Здесь широко распространены разнообразные эффузивы спилито-кератофировой формации, с которыми переслаиваются туфы, туффиты и седиментогенные породы. Эффузивы и их туфы либо слагают самостоятельные мощные толщи и горизонты, либо переслаиваются с осадочными и туфогенными породами. Последние значительно реже слагают самостоятельные толщи.

Мощность муйской серии очень велика, хотя и не может быть определена точно. В пределах Олекмо-Витимской горной страны серия представлена далеко не полно. Можно полагать, основываясь на наблюдениях в бассейне р. Кияны (Северо-Муйский хребет) и в сопредельных районах Южно-Муйского хребта (бассейны рек Уакит и Горбылок), что мощность муйской серии значительно больше, чем мощ-

ность удоканской серии. Однако надо подчеркнуть, что определение мощности эффузивных толщ не может претендовать на большую достоверность.

Стратиграфическое расчленение эффузивно-осадочных толщ муйской серии затруднено из-за их весьма сложной тектонической структуры и сильной фациальной изменчивости, характерной для вулканогенных образований. Основные эффузивы типа спилитов и диабазов приурочены преимущественно к нижним частям серии, однако они встречаются и в ее верхних горизонтах, где подчинены более кислым разностям эффузивов и туфов спилито-кератофировой формации. В нижних частях серии изредка встречаются также кислые эффузивы.

В районе между ключами Самокут и Булунда (Северо-Муйский хребет) эффузивно-осадочная толща трансгрессивно налегает на архейские образования. В ее основании залегают метаморфизованные песчаники, содержащие мощные горизонты (до 30 м) конгломератов. Последние состоят из хорошо окатанных валунов и гальки гнейсов, гранито-гнейсов, кварцитов и мраморов архея, а также эффузивов, аналогичных тем, которые входят в состав толщи. Валуны и галька плотно сцементированы метаморфизованным песчаниковым цементом, содержащим биотит.

В других районах породы витимо-муйской серии имеют с архейскими комплексами тектонический контакт*. Эффузивные породы представлены спилитами, спилитовыми порфиритами, диабазами, кератоспилитами, кератофирами, кварцевыми кератофирами, фельзитами и редко кварцевыми порфирами. Широкое развитие имеют пирокластические продукты эффузивов, особенно туфы кислых эффузивов. Кроме того, широко распространены продукты метаморфизма эффузивов: празиниты, зеленые ортосланцы, амфиболиты, метадиабазы и порфиroidы. Излияния различных эффузивов происходили неоднократно, и основные члены эффузивной формации сменялись более кислыми ее представителями по мере накопления толщ.

Сравнение удоканской и муйской серий выявляет их резкое различие. Удоканская серия сложена мощными терригенными песчаниково-сланцевыми толщами, образовавшимися за счет размыва древних архейских комплексов Чарской глыбы и Алданского щита. Нижняя часть серии, сложенная в основном сланцами (свиты сыгыхтинская, ортуряхская, борурахская, икабийская и отчасти аянская), накапливалась в условиях сравнительно глубоководного, постепенно погружающегося морского бассейна. Средняя часть серии, сложенная преимущественно тонкозернистыми, часто тонкослоистыми осадками с многочисленными следами волноприбойной ряби и трещинами усыхания и содержащая вверху прослойки и горизонты доломитов (свиты инырская, четкандинская, александровская и бутунская), образовалась в мелководной зоне шельфа и отчасти, возможно, в лагунных условиях. Наконец, верхняя часть серии, представленная чаще всего косослоистыми существенно кварцевыми песчаниками с прослоями или линзами внутрiformационных конгломератов и содержащая в своем составе железистые и медистые песчаники (сакуканская свита), носит явные черты прибрежно-дельтового осадконакопления.

* По ключу Самокут, на границе между комплексами, также наблюдается небольшое тектоническое нарушение, и вдоль контакта расположен узкий плутон гранита. Более четко соотношения наблюдаются по соседнему ключу Булунда, где имеет место нормальный контакт.

Муйская серия в отличие от удоканской формировалась в геосинклинальной зоне, более удаленной от древней платформы. Накопление слагающих ее пород происходило в основном за счет излияния лав и выбросов пирокластического материала, и только очень небольшое значение имел снос с выступов архейского фундамента, располагавшихся внутри геосинклинальной зоны (Северо-Муйская глыба).

Вулканическая деятельность протекала главным образом в подводных условиях, о чем свидетельствуют переслаивание эффузивов с морскими осадками, широкое распространение туффов, а также спилитов. В Южно-Муйском хребте часто встречаются шаровые (подушечные) лавы, образующиеся, как известно, при подводных излияниях. Несмотря на указанные различия, удоканская и муйская серии должны рассматриваться как синхроничные геологические комплексы, возникшие в различной геотектонической обстановке. В пользу этого свидетельствуют многочисленные факты. Во-первых, обе эти серии трансгрессивно, с резким угловым несогласием залегают на архейском гнейсовом фундаменте. Для муйской серии это доказано геологическими наблюдениями. Что же касается удоканской серии, то хотя такие соотношения не наблюдались, однако, принимая во внимание, что в конгломератах, которые, вероятно, являются базальными образованиями этой серии, встречаются в виде обломков породы архейской группы, можно считать этот вывод несомненным. Галька архейских пород часто встречается в песчаниках сакуканской свиты.

Литологический анализ пород показывает, что именно архейские образования послужили материалом для накопления протерозойских толщ Кодаро-Удоканской зоны. Этот же вывод находит свое подтверждение в том, что удоканская серия имеет иное тектоническое строение по сравнению с архейским комплексом.

Породы обеих серий метаморфизованы слабее, чем породы архея, но в то же время более интенсивно, чем образования верхнего протерозоя, известные в сопредельных районах Байкальской горной области. Кроме того, они прорваны различными, но во многом сходными интрузивными образованиями. Наиболее ранние протерозойские интрузии Кодаро-Удоканской зоны — гранитоиды куандинского комплекса — в районе сочленения двух структурно-фациальных зон (бассейны рек Талои, Куды-Мала) прорывают и гранитизируют породы обоих комплексов. Доказательством того, что рассматриваемые серии синхроничны и отличаются только фациально, является также тот факт, что в упомянутом выше районе сопряжения двух структурно-фациальных зон эффузивы муйской серии содержат мощные горизонты кварцитов — пород, типичных для удоканской серии и совершенно неизвестных в муйской серии других районов. С другой стороны, в песчаниках сакуканской свиты удоканской серии встречаются мелкие обломочки кислых эффузивов, вероятно, попавшие сюда во время мощной эксплозионной деятельности, происходившей в соседней зоне*.

* Эти факты могут помочь стратиграфическому сопоставлению отдельных частей разреза обеих серий. Как известно, кварциты в удоканской серии наиболее часто встречаются в боруяхской свите, находящейся в нижней части разреза. Кварциты в породах муйской серии по р. Талои приурочены к основным эффузивам типа спилитов и диабазов, также относящихся к низам разреза серии. Наиболее мощные излияния кислых эффузивов имели место во второй половине этапа формирования муйской серии. Песчаники сакуканской свиты, содержащие обломки кислых эффузивов, также приурочены к верхней части удоканской серии.

Таким образом, в районе сопряжения двух структурно-фациальных зон имеет место взаимопрокиновение фаций. В пользу синхроничности рассматриваемых серий свидетельствуют их структурное единство и территориальная разобщенность. Если бы эти серии отличались по возрасту, то можно было ожидать, что в некоторых районах одна серия залегала бы выше другой. Между тем обе серии приурочены к разным районам, совместно не встречаются, и границы между структурно-фациальными зонами, в которых накапливались породы этих серий, проходят по глубинным разломам.

Основанием для отнесения обеих серий к нижнему протерозою является то обстоятельство, что в сопредельных с Олекмо-Витимской горной страной районах Южно-Муйского хребта (бассейны рек Уакит и Горбылок) и Северо-Муйского хребта (реки Киляна и Б. Падра) на эффузивно-осадочную толщу муйской серии, а также на прорывающие ее офиолитовые интрузии и граниты трансгрессивно налегает очень мощная серия осадков и лав, относимая к верхнему протерозою. Серия эта начинается базальными конгломератами, состоящими из обломков пород эффузивно-осадочной толщи и нижнепротерозойских интрузивов. Она характеризуется более слабым метаморфизмом по сравнению с нижнепротерозойскими комплексами и в ее составе большую роль играют мощные карбонатные толщи с многочисленными остатками водорослей.

После отложения осадков данной серии имели место мощные проявления тектогенеза и интрузивной деятельности. Нижний кембрий залегает на породах серии трансгрессивно и с угловым несогласием.

Верхний протерозой

Верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования в пределах Олекмо-Витимской горной страны развиты только на очень небольшой площади, по правобережью р. Витима, вблизи устьев рек М. Падоры (М. Падры) и Талои. Значительно большие пространства они занимают на левобережье р. Витима, на территории Бурятской АССР (в бассейнах рек Б. Падры, Киляны и др.).

Верхнепротерозойские образования в этом районе представлены мощными толщами лав, преимущественно кислого состава, а также туфогенными и осадочными кластическими породами. Нормальный разрез этих отложений, выделяемых под названием падринской серии, установленной в бассейне Б. Падры (Бурятская АССР), следующий:

Нижнепадринская свита сложена преимущественно серыми и лилово-серыми альбитизированными кварцевыми порфирами и их туфолавами с подчиненными горизонтами кварцевых кератофиров, порфиритов, туфов и туфопесчаников. Мощность ее до 335—440 м. Местами свита полностью редуцируется.

Среднепадринская свита состоит из лилово-серых, зелено-серых и малиново-красных песчаников, туфопесчаников, туфов с подчиненными прослоями и горизонтами кислых, средних и основных эффузивов и включает внизу горизонт туфоконгломератов. Мощность свиты 690—730 м.

Верхнепадринская свита образована серыми и лилово-серыми альбитизированными кварцевыми порфирами. Иногда в составе свиты принимают участие порфириты и миндалекаменные диабазы. Мощность свиты (видимая) более 100 м.

Из пород падринской серии наиболее характерны лиловые и малиново-красные кварцевые порфиры или их туфолавы и туфопесчаники. Судя по красному цвету многих эффузивов, туфов и песчаников, а также по широкому распространению агломератовых туфобрекчий и неслоистых и несортированных грубых туфопесчаников (ур. Сопи-Гора, устье реки М. Падры), можно полагать, что породы падринской серии накапливались в субаэральных условиях.

Эффузивно-осадочная толща собрана в простые и крупные складки, резко отличающиеся от сжатых и нередко опрокинутых складок нижнего протерозоя. Породы падринской серии метаморфизованы сравнительно слабо, и только на контактах с прорывающими их гранитоидами Витимской интрузии заметно ороговикованы. Порфиры и туфопесчаники в контактовых зонах сильно перекристаллизованы и содержат мелкие новообразования биотита, граната и магнетита, вследствие чего породы имеют серую окраску. Соотношения падринской серии с подстилающими толщами нижнего протерозоя четко прослеживаются в ряде пунктов на правом берегу р. Витима (по реке Б. Падре и ключу Б. Синовому, притоку р. Янгуды). Здесь в основании серии наблюдаются альбитизированные кварцевые порфиры или грубозернистые аркозы и мелкогалечные конгломераты, лежащие с угловым несогласием на поверхности глубоко размытых пород нижнего протерозоя (метаморфизованные эффузивы, габброиды и гранитоиды муйской серии). В составе гальки конгломератов в большом количестве встречаются породы нижнего протерозоя и изредка гнейсы архея.

На правом берегу р. Витима верхнепротерозойская эффузивно-осадочная толща граничит с плагιοгранитами и кварцевыми диоритами нижнего протерозоя по линии крупного тектонического нарушения (сброса). Верхняя возрастная граница падринской серии* определяется на основании трансгрессивного налегания на поверхность размыта гранитоидов Витимской интрузии, прорывающих породы серии, базальных конгломератов нижнего кембрия (по р. Янгуд; Салоп, 1954).

В заключение коротко остановимся на параллелизации протерозойских отложений Олекмо-Витимской горной страны с соответствующими суперкрупными комплексами сопредельных частей Байкальской горной области.

Удоканская серия нижнего протерозоя, несомненно, должна сопоставляться с бодайбинской (мамско-бодайбинской) серией Патомского нагорья, находящейся в пределах одного внешнего структурно-фациального пояса. В составе бодайбинской серии выделяются следующие свиты (снизу вверх):

1) мамская свита, сложенная разнообразными кристаллическими сланцами и гнейсами, образована за счет псаммитовых, пелитовых и отчасти псефитовых осадков;

2) кадаликанская свита, состоящая из кристаллических известняков, перемежающихся с метаморфизованными песчаниками и сланцами;

* Первоначально падринская серия (под названием падринская толща) условно относилась Л. И. Салопом (1954) к нижнему кембрию, однако более поздними работами (1956) того же автора было установлено, что гранитоиды Витимской интрузии прорывают эффузивы падринской свиты. Принимая во внимание факт налегания базальных конгломератов нижнего кембрия (мамаканская толща) на эти гранитоиды, падринская серия была отнесена к верхнему протерозою. Еще раньше такого взгляда придерживался Н. П. Михно.

3) аунакитская свита, сложенная разнообразными сланцами и метаморфизованными кварцевыми песчаниками;

4) вачская свита, в составе которой преобладающую роль играют черные («углистые») сланцы;

5) анангрская свита, для которой характерно переслаивание метаморфизованных аркозовых песчаников и алевролитов, нередко углистых;

6) догалдынская свита, внизу состоящая из разнообразных метаморфизованных песчаников и алевролитов, а вверху — из монотонных метаморфизованных полимиктовых песчаников с редкими прослоями измененных алевролитов.

Сыгхтинская свита удоканской серии должна параллелизоваться с кадаликанской. Для обеих свит характерен карбонатный состав пород, хотя роль известняков в них различна: в сыгхтинской свите известковистые песчаники преобладают над известняками, в кадаликанской — соотношение обратное. Мощности кадаликанской свиты 3000 м, сыгхтинской — более 1500 м. Полная мощность сыгхтинской свиты неизвестна, так как низы ее не обнажены.

Ортурыхская свита может коррелироваться с аунакитской свитой. Состав их близок, хотя и имеются многие отличительные особенности. Мощности аунакитской свиты 800—1600 м, ортурыхской — 1000 м. Очень хорошо сопоставимы между собой вышележащие свиты: борурахская и вачская, для которых характерны темные, «углистые» кварциты и сланцы мощностью соответственно 500—700 м и 800 м. Икабийская и аянская свиты, по-видимому, аналогичны анангрской свите Патомского нагорья. Правда, от последней они отличаются преобладанием сланцев и алевролитов, но эти различия вполне объяснимы фациальными изменениями. Мощности икабийской свиты 1600 м и аянской — 750 м.

Инырская и, возможно, четкандинская свиты соответствуют, вероятно, догалдынской свите бодайбинской серии. Всем этим свитам свойствен существенно псаммитовый состав исходных осадков. Мощности инырской свиты 1000 м и четкандинской — 900 м.

В Кодаро-Удоканской зоне отсутствуют аналоги мамской свиты, залегающей в основании бодайбинской серии, а в Патомском нагорье не представлена та часть разреза, которая соответствует верхней половине удоканской серии. Муйская серия нижнего протерозоя может быть сопоставлена с осадочно-вулканогенными толщами нижнего протерозоя, развитыми в пределах Южно-Муйского хребта (горбылокская серия — Салоп, 1948, 1949), Северо-Байкальского нагорья (сыннырская серия) и, вероятно, Западного Прибайкалья (С. В. Обручев и Великославинский, 1953). Эти серии пород залегают в пределах внутренней части протерозойской геосинклинальной области Байкальского нагорья.

Верхнепротерозойская падринская серия должна быть параллелизована с эффузивно-осадочной акитканской серией, широко распространенной на северо-западе Прибайкалья и на Северо-Байкальском нагорье. Она представлена лилово-красными и серыми кварцевыми или бескварцевыми порфирами, реже темными порфиритами, подстилаемыми и перекрываваемыми мощными толщами песчаников и конгломератов с подчиненными горизонтами (покровами) порфиоров. По своим литолого-петрографическим особенностям, субаэральным условиям накопления и по соотношению с подстилающими образованиями нижнего протерозоя породы акитканской серии аналогичны породам падрин-

ской серии Среднего Витима. В северо-западном Прибайкалье на ней несогласно залегает байкальская серия (голоуспенская, улунтуйская и качергатская свиты), относящаяся к верхней части верхнего протерозоя, так как выше несогласно лежит ушаковская свита нижнего кембрия.

Падринской серии по возрасту соответствуют также мощные толщи осадочных пород с подчиненными вулканогенными образованиями, развитые в Южно-Муйском хребте (уакитская серия), в Ангаро-Баргузинской горной стране (катерская серия), в Баргузинской тайге (икатская серия) и других внутренних районах Байкальской горной области.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

На обширных пространствах южной части Олекмо-Витимской горной страны известны крупные территории, сложенные древними кристаллическими породами. Несмотря на разнообразие петрографических типов пород и довольно четко выраженные соотношения между ними, в настоящее время еще не имеется достаточных данных для подробного возрастного расчленения всего докембрийского комплекса.

Попытки расчленения докембрийских образований описываемой территории делались многими исследователями (Арсеньев, 1940; Дзевановский, 1946; Кузнецов, 1957а и 1957б; Вишневская, Лейтес и др.). В результате проведенных работ представляется возможным выделить в южной части Олекмо-Витимской горной страны две крупные возрастные группы докембрийских пород, резко различающиеся по степени метаморфизма. Для наиболее древних характерен глубокий метаморфизм в условиях высоких температур и давления, иногда несколько затушеванный проявлениями наложенного диафореза. Первоначальный состав пород, их первичные структуры и текстуры изменены настолько, что они обычно не могут быть опознаны. В то же время породы более молодой группы, даже относительно сильно метаморфизованные, как правило, сохраняют признаки реликтовых структур и текстур исходных пород.

Группа наиболее древних пород представлена различными гнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых преобладают биотитовые, биотитово-роговообманковые и роговообманковые гнейсы, гранито-гнейсы и амфиболиты. Эти породы широко распространены в области хребта Станового. Впервые они были детально изучены Д. С. Коржинским в районе Амуро-Якутской магистрали, находящейся за пределами рассматриваемой территории. Д. С. Коржинский (1935, 1939) описал их под названием древнестанового комплекса, рассматривая их как архейские образования, претерпевшие значительный повторный метаморфизм в связи с протерозойской (древнестановой) складчатостью и магматической деятельностью.

Древнестановые кристаллические породы рассматривались исследователями южной части Олекмо-Витимской горной страны как архейские образования (Арсеньев, 1940, 1952; Арсеньев, Буфф, Лейтес, 1958; Дзевановский, 1946). В последнее время в результате работ Ю. К. Дзевановского, проведенных на территории Алдано-Нюкжинского водораздела (1954), появились указания на то, что эти породы являются протерозойскими (Петрусевиц, Казик, 1957; Кузнецов, 1957а и 1957б). Аргументация сторонников протерозойского возраста сводится к тому,

что определение абсолютного возраста гнейсов из толщи характерных древнестановых гнейсов и плагиогнейсов Алдано-Нюкжинского водораздела показало 980 млн. лет, что, как указывают М. Н. Петрусевиц и Л. И. Казик (1957), «...значительно повышает их возраст и дает, казалось бы, возможность относить подобные толщи в верховьях рек Нюкжи, Олекмы и Гилюй к нижнему протерозою».

Не вдаваясь в подробное обсуждение вопроса о возрасте Древнестанового комплекса, отметим, что отнесение всех или почти всех древнейших слоисто-кристаллических пород южной части Олекмо-Витимской горной страны к протерозою пока не может быть обосновано имеющимися материалами. Более того, вполне вероятно, что эти древнейшие толщи, в ряде случаев сопоставимые с отдельными частями архейских серий Алданского щита, являются преимущественно архейскими. В 1958 г. автору удалось выяснить, что в районе междуречья Сюльбана и Конды толща гнейсов и кристаллических сланцев, изображенная на обзорных картах как удоканская серия нижнего протерозоя в зоне ультраметаморфизма (Салоп, 1954; Быховер и др., 1955), представлена породами гранулитовой фации метаморфизма (гиперстеновые и гиперстеново-диопсидовые плагиогнейсы и гранулиты), претерпевшими регрессивный метаморфизм и гранитизацию в связи с нижнепротерозойской складчатостью и превратившимися в различные, преимущественно биотитовые и биотитово-амфиболовые плагиогнейсы, гнейсы и гранито-гнейсы. Естественно предположить, что таким же образом формировались и толщи докембрийских образований рассматриваемой территории. Данные определений абсолютного возраста, очевидно, отражают время образования минералов, обязанных своим происхождением наложенным процессам. Однако пока нельзя утверждать, что на огромных пространствах южной части Олекмо-Витимской горной страны, изученных в настоящее время еще недостаточно, протерозойские образования отсутствуют. Пока еще просто не имеется данных для их выделения. Равным образом, в настоящее время еще невозможно описать единый стратифицированный разрез всего рассматриваемого комплекса и указать, какое место в общей последовательности занимают те или иные частные разрезы, характеристика которых дается ниже.

Породы древнестанового комплекса широко развиты на правом берегу р. Витима, в его среднем течении и на Каларо-Калаканском водоразделе. Южнее этого района небольшие поля, сложенные древнейшими гнейсами и кристаллическими сланцами, известны в верховьях р. Уюгли, в бассейне р. Каренги, в верховьях рек Нерчи и Олекмы. Отдельные, иногда довольно крупные поля их распространения наблюдаются в районе Калакано-Олекминского, Олекмо-Тунгирского и Тунгиро-Шилкинского водоразделов, а также по левобережью р. Шилки.

Среди гнейсов и кристаллических сланцев, развитых на правом берегу р. Витима севернее и южнее поселка Кокоревка, А. А. Арсеньев (1940) и Ю. К. Дзевановский (1946) выделяют две свиты кристаллических пород. Нижняя представляет собой однообразную и монотонную толщу серых и темно-серых гнейсов и кристаллических сланцев, среди которых выделяются гиперстеново-биотитовые, биотитово-роговообманковые и биотитовые гнейсы, пироксено-плагиоклазовые, пироксено-роговообманково-плагиоклазовые, пироксено-биотитово-роговообманково-плагиоклазовые и роговообманково-биотитово-плагио-

класовые кристаллические сланцы, в большей или меньшей степени гранитизированные и, по данным А. А. Арсеньева, переходящие в гранито-гнейсы и лейкократовые мелкозернистые граниты. Ю. К. Дзевановский указывает, что наиболее широко распространены биотитово-роговообманковые гнейсы. Характерным членом нижней свиты являются гиперстеново-биотитовые гнейсы, распространенные, однако, меньше по сравнению с другими отмеченными разностями.

Верхняя свита, согласно залегающая на нижней, характеризуется более пестрым составом. В ней можно выделить биотито-пироксеново-плагиоклазовые, роговообманко-пироксеново-плагиоклазовые, биотито-роговообманково-плагиоклазовые, биотитовые и двуслюдовые гнейсы, разнообразные кристаллические сланцы (полевошпатово-энстатит-диопсидовые, роговообманково-пироксеновые, пироксено-роговообманково-плагиоклазовые, кварцевые, биотито-роговообманково-плагиоклазовые и плагиоклазово-кварцевые) и залегающие в виде прослоев и линз амфиболиты, мраморы и известково-силикатные породы, образовавшиеся по мраморам.

А. А. Арсеньев (1940) и Ю. К. Дзевановский (1946) сравнивают описанную толщу с археем Алданского щита и указывают на поразительное «до мельчайших подробностей» (Арсеньев, 1940, стр. 21) сходство витимских кристаллических сланцев с породами желтулинской (верхняя) и чернокитовой (нижняя) свит архея Алданского щита, описанных Д. С. Коржинским в бассейне р. Тимптон. Несколько восточнее, на Каларо-Калаканском водоразделе, аналогичные образования изучались в 1943 г. А. В. Кузнецовым, а на Калакано-Олекминском водоразделе в 1944—1946 гг. — П. А. Смольским, в 1940 г. — В. Н. Зверевым, в 1945 г. — В. П. Доненко, в 1952 г. — В. А. Ларионовым и др.

По материалам В. А. Ларионова, в составе древнейших метаморфических образований, развитых в бассейне р. Мокла и в верховьях р. Копри, выделяется две свиты. Нижняя сложена преимущественно гнейсами, верхняя — кристаллическими сланцами, причем первая свита сопоставляется с олекминской, а вторая — с иенгрской сериями архея Алданского щита. Две свиты в составе описываемой группы пород выделил П. А. Смольский. Нижняя свита, по его данным, представлена биотитовыми, пироксено-роговообманковыми и пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами; верхняя — биотитово-роговообманковыми и пироксеновыми гнейсами и разнообразными кристаллическими сланцами, среди которых отмечены пачки гранатово-пироксеновых и скаполитово-пироксеновых разностей, содержащие прослой и линзы мраморов. Все перечисленные породы связаны между собой постепенными переходами. Верхняя свита залегаёт на нижней согласно.

Небольшие площади, сложенные глубоко метаморфизованными породами, известны в междуречье Олекмы и Моклакана, где они подробно описаны А. М. Лейтесом и И. И. Вишневской в 1950 г., а также в верховьях рек Нерчи, Моклакана и Иннегер, где в 1949 г. они изучались В. П. Зайцевым. По данным В. П. Зайцева, метаморфический комплекс сложен гнейсами, кристаллическими сланцами и подчиненными им кварцитами и мраморами, образующими прослой и линзы в гнейсовой толще.

Среди древнейших кристаллических пород Моклакано-Олекминского междуречья выделено две свиты. В составе нижней, существенно гнейсовой свиты установлены биотитовые, роговообманковые, биотито-

во-роговообманковые, андалузитово-биотитовые, силлиманитово-кордиеритовые и другие гнейсы и плагиогнейсы; слюдяно-роговообманковые, слюдяные, слюдяно-гранатовые, фибролитово-биотитово-кварцево-кордиеритовые и другие кристаллические сланцы и мигматиты по этим породам. Преобладают биотитовые и роговообманковые гнейсы и слюдяно-роговообманковые кристаллические сланцы, с которыми тесно переплетаются другие отмеченные разности. Породы верхней, существенно кварцитовой свиты имеют ограниченное распространение. Среди них установлены диопсидсодержащие кварциты, графитсодержащие кварциты, слюдяно-кварцитовые и хлорито-мусковитово-кварцитовые кристаллические сланцы. Видимые мощности свит невелики и составляют 800—900 м (нижняя) и 400—500 м (верхняя).

Сходство формационного состава перечисленных пород с породами олекминской и иенгской свит архея Алданского щита достаточно очевидно и было отмечено нами еще в 1951 г. В междуречье Олекмы и Моклакана сохранились лишь отдельные фрагменты некогда мощных толщ древнейших кристаллических образований, сопоставимых с отдельными частями архея Алданского щита. Юго-западнее, в верховьях р. Олекмы, по данным В. П. Доненко, выделена кристаллическая толща, сложенная биотитовыми, биотитово-роговообманковыми и графитсодержащими гнейсами, плагиогнейсами и кристаллическими сланцами.

В бассейне р. Каренги докембрийские породы изучались в 1955 г. С. П. Смеловским, выделившим в их составе (снизу вверх): 1) кварцитсодержащую толщу, 2) толщу биотитовых гнейсов и 3) толщу метаморфизованных известняков.

С. П. Смеловский указывает, что в разрезе этого метаморфического комплекса имеются маломощные прослои различных по составу кристаллических сланцев, которые приурочены главным образом к верхней части разреза. Такие же, в общем, породы наблюдаются в виде небольших полей неправильных очертаний, вплавленных в массивы более молодых гранитоидов, в районе левобережья р. Ульдурги и среднего течения р. Нерчи, где они в 1943—1945 гг. изучались Н. И. Фоминым, в 1944 г. — С. Н. Коровиным и в 1946 г. — Ю. А. Куликовым. По данным указанных исследователей, здесь могут быть выделены (снизу вверх): 1) биотитовые и биотитово-роговообманковые гнейсы и плагиогнейсы; 2) кристаллические известняки, сланцы и ортогнейсы.

Отдельные участки, сложенные кристаллическими породами докембрия, известны по материалам Е. Н. Шукиной и Д. С. Соколова, полученным еще в 1931 г., и П. Г. Белика — в 1945 г., по обоим берегам р. Шилки. Породы докембрия разделены здесь на две свиты (снизу вверх): 1) гранито-гнейсы и гнейсы, представленные слюдяными и роговообманковыми разностями; 2) слюдяные гнейсы, амфиболиты, роговообманковые, кварцитовые, слюдяные, хлоритовые и другие сланцы, кварциты и кристаллические известняки. Наиболее широко развиты гнейсы. Свиты залегают согласно и постепенно переходят друг в друга.

В самой восточной части описываемой территории, в районе Олекмо-Тунгирского, Тунгиро-Шилкинского и Олекмо-Тунгиро-Нюкжинского водоразделов, древнейшие метаморфические образования распространены очень широко. М. Н. Петрусевич и Л. И. Казик (1957), описавшие их, считают, что в настоящее время невозможно дать стратифицированный разрез древнейших толщ района. Эти исследова-

тели разделяют древнейшие кристаллические образования только по петрографическим особенностям и выделяют в их составе следующие группы пород:

1. Биотитовые, биотитово-роговообманковые и роговообманковые гнейсы, плагиогнейсы и амфиболиты, обнажающиеся на значительных площадях. Среди них наблюдается большое количество мелких интрузивных массивов и послонных инъекций древних гранитов. Иногда в гнейсах встречаются маломощные прослои магнетитовых кристаллических сланцев и магнетитовых кварцитов. Амфиболиты имеют подчиненное значение и образуют обычно маломощные прослои в пачках гнейсов и реже — пластовые или секущие тела мощностью 100—150 м. Весьма часты мигматиты, образовавшиеся по гнейсам и кристаллическим сланцам. Отличительной особенностью пород этой группы является отсутствие в их составе пироксена, очень характерного, как указывают М. Н. Петрусевиц и Л. И. Казик, для архейских пород Алданского щита.

2. Гранатовые и гранатово-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, среди которых преобладают средне- и мелкозернистые массивные гранатовые гнейсы типа гранулитов.

3. Кварцево-мусковитовые, биотитовые, двуслюдяные и графитовые кристаллические сланцы, эпидотово-роговообманковые гнейсы и амфиболиты. Среди них преобладают светло-серые кварцево-мусковитовые сланцы, как правило, сильно рассланцованные.

4. Очковые гнейсы и милониты, схожие с узловатыми гнейсоидами Д. С. Коржинского (1935, 1939). Эти породы развиты локально среди гнейсов и сланцев.

В 1957 г. В. П. Кузнецов опубликовал предварительные данные С. П. Смеловского, изучавшего древнейшие образования севера Читинской области на больших площадях. По мнению С. П. Смеловского, древнейшие кристаллические образования, развитые в бассейнах рек Витима и Олекмы, являются протерозойскими и расчленяются на следующие свиты (снизу вверх):

1. Кварцитовая свита, в которую входят мусковитовые, двуслюдистые, графитовые и графитово-мусковитовые кварциты, кварцито-гнейсы, графитово-биотитовые и графитовые гнейсы.

2. Гнейсовая свита, содержащая биотитовые, биотитово-роговообманковые, реже пироксеновые гнейсы и амфиболиты.

3. Карбонатная свита, состоящая из мраморизованных известняков, биотитовых и биотитово-роговообманковых гнейсов, иногда с гранатом, и кристаллических сланцев.

Схема С. П. Смеловского может быть увязана далеко не со всеми частными разрезами. Указания В. П. Кузнецова на то, что отдельные разрезы, описанные предшественниками С. П. Смеловского, перевернуты, ничем не аргументированы. Отнесение им всех отмеченных выше пород к протерозою вызывает серьезные сомнения. Частные разрезы древнейших образований описываемой территории лучше увязываются со схемой А. А. Арсеньева (1952), составленной по району среднего течения р. Олекмы. По его данным, в составе древних гнейсов и кристаллических сланцев выделяются (снизу вверх):

1) енюкинская свита, представленная биотитовыми («ленточными») гнейсами;

2) чекчейская свита, сложенная биотитово-роговообманковыми гнейсами;

3) олдонсинская свита, представленная биотитово-рогово-обманковыми и биотитовыми гнейсами, плагиогнейсами и пироксеновыми гнейсами;

4) ханинско-тунгурчунская свита мраморов, биотитовых, биотитово-гранатовых, тремолит-диопсидовых, кварцево-сланцевых, ставролитовых, кварцитовидных и других сланцев.

Однако и эта схема имеет определенные недостатки. По-видимому, она охватывает не весь разрез древнейших образований южной части Олекмо-Витимской горной страны и не может быть полностью увязана с отдельными частными разрезами Олекмо-Каларского междуречья.

Породы второй группы, относящиеся, вероятно, к позднему докембрию (синий, рифей), имеют ограниченное распространение в пределах описываемой площади. Небольшие участки, сложенные ими, встречаются, по данным Д. И. Абалакова, Ф. Г. Долгова и С. Ф. Черемисина, в бассейне среднего течения р. Нилхиса (правый приток р. Витима в его верховьях). Метаморфическая толща, которую указанные исследователи относят к протерозою, представлена метаморфизованными конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, гнейсами и микрогнейсами с прослоями известняков.

К позднему докембрию, а возможно, и к раннему палеозою, относятся толщи гнейсов и кристаллических сланцев, развитых по обоим берегам р. Шилки, восточнее г. Сретенска, изучавшиеся В. К. Понятаевым, Б. А. Ивановым, Ю. А. Куликовым, Н. И. Фоминным и Ю. П. Писцовым. В состав метаморфического комплекса этого района, по их данным, входят орто- и парагнейсы, кристаллические сланцы, «зеленые» сланцы, образовавшиеся по основным эффузивам, с отдельными прослоями мраморов и породы типа серпентинитов. Кристаллические сланцы представлены кварцево-биотитовыми разностями, нередко интенсивно инъецированными гранитным материалом и превращенными в мигматиты. Среди зеленых сланцев могут быть названы кварцево-актинолитово-эпидотовые, кварцево-эпидотовые, кварцево-карбонатно-хлоритовые и др.

Обзор докембрийских образований южной части Олекмо-Витимской горной страны показывает, что они изучены еще очень слабо. Стратиграфия их пока не разработана, и имеющиеся в настоящее время материалы позволяют выделить среди них только крупный древнестановой комплекс, включающий, по-видимому, главным образом архейские образования, и комплекс позднего докембрия, развитый крайне ограниченно.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

Докембрийские отложения Восточного Забайкалья изучены еще слабо и их стратиграфия разработана недостаточно. Часто основным критерием для выделения отложений докембрия является глубокий метаморфизм пород, хотя ему могли быть подвержены и более молодые отложения в связи с широким развитием в этом районе гранитоидных интрузий. Особенно интенсивный метаморфизм характерен для областей, в которых широко развиты граниты и гранито-гнейсы каледонского возраста, сопровождаемые широкими зонами инъеционного метаморфизма. Поэтому часто интенсивно метаморфизованные нижнепалеозойские отложения, превращенные в различные гнейсы и кристаллические сланцы, необоснованно относятся некоторыми исследова-

телями к докембрийским образованиям. Трудность выделения докембрийских отложений связана со слабо разработанной стратиграфией нижнепалеозойских свит, что обусловлено, прежде всего, их плохой фаунистической охарактеризованностью. Все это является причинами различной трактовки стратиграфического положения древнейших толщ области в разные периоды изучения геологии Восточного Забайкалья, а также различных точек зрения на возраст многих метаморфических толщ этого региона.

Впервые обширные поля докембрийских пород в Восточном Забайкалье, отнесенные к различным свитам архейской группы, были выделены в конце прошлого столетия в связи с маршрутными исследованиями А. Э. Гедройца (1909 и др.) и А. П. Герасимова (1910 и др.). Архей этими исследователями подразделен на два отдела: нижний, представленный разнообразными гнейсами и в меньшей степени амфиболо-биотитовыми сланцами и кварцитами, и верхний, сложенный кристаллическими известняками, перемежающимися с различными гнейсами и прорываемыми гранитами и сиенитами. Кроме того, здесь выделена более молодая метаморфическая свита (Обручев, Герасимов, Гедройц, 1895—1898).

В результате работ, проводившихся в 1914—1918 гг. в связи с изучением различных месторождений полезных ископаемых (Зверев, 1918; Свительский, 1919; Тетяев, 1918 и др.), было высказано мнение, что породы, датируемые археем, представляют собой контактовую оторочку мощных гранитных интрузий, прорывающих широко развитые в Восточном Забайкалье палеозойские отложения.

В начале тридцатых годов, после проведения Геологическим комитетом площадных съемок, мнение об отсутствии докембрийских отложений в Восточном Забайкалье и широком распространении здесь метаморфизованного палеозоя утвердилось. Этому способствовали новые находки палеозойской фауны, однако в большинстве районов выделялись, кроме того, различные свиты «немного палеозоя».

В статье, посвященной метаморфической свите Восточного Забайкалья, В. А. Мелиоранский (1934а) высказал предположение о том, что среди отложений «немного палеозоя» имеются и палеозойские и докембрийские образования. Это он подтвердил и в другой работе (1934б), посвященной истории вулканизма Восточного Забайкалья, в которой писал: «к протерозою я отношу весь нижний (глинисто-песчаный) отдел толщи так называемого «немного палеозоя» (метаморфической свиты) Восточного Забайкалья». Верхняя известково-доломитовая ее часть, по мнению В. А. Мелиоранского, является кембрийской или кембросилурийской; выделить же архей он считает пока невозможным. Указанная схема была в дальнейшем принята В. А. Обручевым, что нашло отражение в его сводной работе по Сибири (1935—1938).

В результате геологических исследований, проведенных во второй половине тридцатых годов (Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий, И. И. Катушенков и М. С. Нагибина, В. П. Маслов и А. Д. Зиновкин, Б. А. Иванов и др.), докембрийские отложения были выделены в разных районах Восточного Забайкалья. Наиболее достоверны они в Газимурзаводском районе (Павловский и Лучицкий, 1940), где выше метаморфической толщи установлены карбонатные породы с археоциатами нижнего кембрия.

А. Н. Чураков высказал предположение о широком распространении докембрийских свит в пределах Восточного Забайкалья (1939).

Он отнес к этой возрастной группе толщи, развитые в бассейнах рек Ингоды и Онона и представленные метаморфизованными песчано-сланцевыми отложениями, содержащими подчиненные эффузивы. Это было сделано им на основании сопоставлений с метаморфическими толщами, подстилающими кембрий в Прибайкалье. Описанные А. Н. Чураковым в Восточном Забайкалье докембрийские толщи в настоящее время с достаточным основанием рассматриваются как среднепалеозойские и нижнепалеозойские.

В краткой обобщающей статье по геологической истории Восточного Забайкалья Д. С. Соколов (1940) условно относит к архейским образованиям «различные кристаллические сланцы и тесно связанные с ними гранито-гнейсы и гнейсо-граниты», широко развитые в Даурском, Черском, Борщовочном и Шилкинском хребтах. Кроме того, он выделил единый комплекс, относящийся к протерозою — нижнему палеозою, который подразделил на нижнюю песчано-сланцевую свиту и верхнюю — известняковую. Описывая этот комплекс, автор подчеркнул «факт отсутствия крупного несогласия внутри комплекса протерозоя — нижнего палеозоя, которое если и наблюдается, то имеет местный характер».

И. В. Лучицкий в сводной работе о вулканизме Восточного Забайкалья (1950), анализируя стратиграфические колонки древнейших толщ этого региона, подчеркивает, что нижнюю их часть составляют главным образом различные сланцы, среднюю — значительно более грубообломочные породы и верхнюю — мощные пласты карбонатных образований. Появление грубообломочных толщ служит доказательством того, что произошло поднятие либо в пределах самого бассейна, либо «возможно, к юго-востоку от него, в пределах Б. Хингана». Учитывая, что вышележащая карбонатная толща содержит археоциаты нижнего отдела кембрия и что на границе с ней имеют место «крупные тектонические поднятия», И. В. Лучицкий приходит к выводу, что «возраст всей серии отложений, подстилающих карбонатную толщу, следует определить как докембрийский, вероятнее всего, — протерозойский».

В статье В. Н. Козеренко, Е. М. Лазько и Г. Б. Митича (1949) кратко приведены материалы, полученные в результате исследований в Нерчинскозаводском районе. В последнее время небольшая статья о докембрии Забайкалья, в том числе Восточного, была опубликована М. С. Нагибиной (1952). В статье В. П. Кузнецова (1957) рассматриваются закономерности распределения различных докембрийских комплексов в пределах Читинской и западной части Амурской области. Автор приходит к выводу, что в пределах Восточного Забайкалья, как и всего Монголо-Охотского пояса, развиты главным образом верхнедокембрийские (синийские) отложения геосинклинального типа.

В пределах Восточного Забайкалья докембрийские отложения имеют ограниченное распространение. Наиболее надежно они сейчас выделяются в Газимурозаводском районе. Последние исследования Г. И. Князева, проведенные в 1956 г. на этом участке, подтвердили выводы Е. В. Павловского и И. В. Лучицкого о наличии здесь докембрия; Е. В. Павловским и И. В. Лучицким (1940) в пределах Газимурозаводского района описан разрез (наиболее четко соотношения между отдельными его частями наблюдаются по левобережью пади Бамбуя и на левобережье р. Урова, близ зимовья Половинка), начинающийся внизу свитой силлиманитовых (с кордиеритом), гранато-

силлиманитовых, дистеновых, биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых парагнейсов и парасланцев. Видимая мощность ее 200—250 м (низы свиты уничтожены интрузией гранитогнейсов). Выше залегает свита кварцитов с прослоями кристаллических сланцев того же состава, что и в нижележащей свите, реже роговиков и известняков. Мощность свиты 500—600 м. Вверху лежит свита известняков и мраморов, содержащая остатки водорослей типа *Osagia* и археоциат, представителей древнейших родов этого семейства, характеризующих нижний отдел кембрия. Среди известняков отмечены черные вонючие разности. Мощность свиты около 1000 м.

Аналогичный разрез описан северо-восточнее, в бассейне р. Урюмка и И. И. Катушенком и М. С. Нагибиной (1945). Здесь в кварцитовой свите встречаются конгломерато-кварциты, фиксирующие более интенсивные процессы поднятия и размыва. Разрез начинается свитой парагнейсов и кристаллических сланцев, представленной гранатовыми, силлиманитовыми, дистеновыми и пироксеновыми парагнейсами и кварцево-слюдяными, дистеновыми, ставролито-гранатовыми и актинолитовыми разностями сланцев. Мощность ее 500 м. На ней залегает кварцитовая свита, сложенная преимущественно разнообразными кварцитами и кварцитовыми сланцами. Подчиненную роль играют парасланцы и парагнейсы, аналогичные породам нижней свиты, а также известняки. Кварциты здесь сохраняют в ряде случаев типичную псаммитовую структуру. Кварцитовой свите подчинены прослои отмеченных выше конгломерато-кварцитов. Мощность свиты не менее 500 м. Разрез заканчивается свитой карбонатных пород, к верхним горизонтам которой приурочены черные известняки. В известняках, часто мраморизованных, выявлены остатки водорослей типа *Osagia*, аналогичных отмеченным Е. В. Павловским и И. В. Луцицким (1940). Мощность последней свиты не указана, но является значительной.

Все три свиты в обоих районах залегают согласно. В дальнейшем Г. И. Князев высказывал мнение о несогласном залегании кварцитовой свиты на нижележащей (Князев, 1956), однако данные П. Н. Тихомирова, полученные в 1957 г., подтверждают точку зрения Е. В. Павловского и И. В. Луцицкого (1940).

В менее метаморфизованных породах нижней сланцевой свиты этого разреза — филлитовидных глинистых сланцах (коллекция Г. И. Князева) — обнаружены споры, среди которых Б. В. Тимофеев определил виды, характерные, по его мнению, для нижнесинийских отложений и, в частности, для голоустенской свиты Прибайкалья.

Однако С. Н. Наумова, просмотрев список приведенных здесь форм, пришла к заключению, что на основании перечисленных видов нельзя делать заключение о нижнесинийском возрасте отложений, так как многие из них характерны для низов палеозоя и отсутствуют в синии вообще. Споры, по-видимому, привнесены в толщу последующими процессами инфильтрации. Докембрийский возраст образований определяется налеганием отложений, содержащих нижнекембрийскую фауну, на древних метаморфических породах данного участка.

Со значительной степенью вероятности докембрийские отложения выделяются на участке к западу от поселка Усть-Серебрянка, вблизи поселка Нерчинский Завод (серебрянская свита). По данным В. Н. Козеренко, Е. М. Лазько и Г. Б. Митич (1949), серебрянская свита разделяется на две толщи: нижнюю, представленную парагнейсами и кристаллическими сланцами, и верхнюю, в основном состоящую из слю-

дистых сланцев. Парагнейсы нижней толщи представляют собой среднезернистые полосчатые породы от светло-серого до светло-розового цвета, существенно кварцево-полевошпатового состава. Отчетливо наблюдающиеся под микроскопом реликты типичной кластической структуры позволяют считать, что гнейсы возникли за счет первично-осадочных пород типа аркозовых песчаников. Кроме парагнейсов, в нижней части серебрянской свиты широко развиты полосчатые эпидото-роговообманковые кристаллические сланцы с подчиненными прослоями карбонатных пород. Наиболее типичные структуры пород нижней толщи — гранобластическая и гетеробластическая, переходящая в лепидобластическую на участках, обогащенных слюдами.

Верхняя часть серебрянской свиты представлена существенно слюдястыми сланцами, имеющими обычно серый цвет различных оттенков и характерный серебристый отлив. Кроме серицита, мусковита, более редкого биотита и хлорита, их основными породообразующими минералами являются гранаты, ставролит, кордиерит и турмалин. В нижней части толщи встречаются маломощные прослои кварцито-сланцев. Структура пород верхней части свиты чаще всего лепидобластическая. Видимая мощность серебрянской свиты достигает 800—1000 м.

По данным Г. Б. Митича и Н. И. Лебедева (1946), на описанный метаморфический комплекс несогласно налегают сланцы базальных горизонтов нижнепалеозойского разреза. Эти наблюдения не подтвердились более поздними исследованиями (Локерман, 1957). Однако установлено, что породы серебрянской свиты по сравнению с рядом расположенными сланцевыми свитами нижнего палеозоя, отличаются значительно более интенсивным метаморфизмом, не связанным с воздействием изверженных пород. Серебрянская свита характеризуется также иным составом и резко отличной степенью дислоцированности своих пород по сравнению с толщами нижнего палеозоя. Ее складчатые структуры имеют простирание, близкое к меридиональному, а рядом расположенные складки, сложенные нижнепалеозойскими отложениями, имеют северо-восточное простирание и характеризуются некоторой опрокинутостью. Складчатые структуры серебрянской свиты образуют формы, близкие к лежачим и отличаются плейчатостью. Приведенные данные позволяют думать, что между серебрянской свитой и вышележащим нижнепалеозойским комплексом имеется угловое и, по-видимому, на данном участке, азимутальное несогласие.

Небольшое поле пород, возможно, относящихся к докембрию, выделено в результате исследований Г. Б. Митича в районе поселка Новый Цурухайтуй. Докембрийский возраст этих образований устанавливается на основании их глубокого метаморфизма и несколько иного характера дислоцированности по сравнению с нижнепалеозойскими свитами.

Составить стратиграфический разрез Г. Б. Митичу здесь не удалось из-за недостаточной обнаженности участка и интенсивной и сложной дислоцированности пород комплекса.

С нижнепалеозойскими отложениями эти глубоко метаморфизованные образования нигде не контактируют. Небольшое распространение среди пород данного комплекса имеют интенсивно метаморфизованные аркозовые песчаники, андалузито-силлиманитовые гнейсы и кварцито-сланцы с обильными силлиманитом, мусковитом и биотитом. В подчиненном количестве среди них встречаются биотитово-мусковитовые и биотитовые сланцы. По мнению Н. В. Шталь, охарактеризованный ком-

плекс, по-видимому, представляет собой метаморфизованные каледонскими интрузивами нижнепалеозойские отложения.

Значительное поле докембрийских отложений выделяется Г. И. Князевым к северо-востоку от поселка Нерчинский Завод, в районе с. Патрино и прилегающих участках. Здесь метаморфические породы располагаются в экзоконтактовой зоне крупного массива каледонских гранито-гнейсов. Характер метаморфизма этой толщи, а также особенности ее структурных форм говорят о том, что здесь, вероятно, распространены метаморфизованные существенно сланцевые нижнепалеозойские отложения. В районах левобережья р. Аргуни и нижнего течения рек Урова и Урюмкана, по данным А. М. Лейтеса и И. И. Вишневской, развита свита глубоко метаморфизованных пород, представленных гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями амфиболитов. Внутри свиты имеется мощная пачка (700—800 м) силлиманитсодержащих сланцев. Эта свита аналогична низам уровской свиты, развитой в районе поселка Газимурский Завод и в бассейне р. Урюмкана. Ее мощность приблизительно 2500 м. Перекрывающие свиту карбонатные отложения, условно относимые к нижнему кембрию, по данным этих исследователей, залегают на докембрийском комплексе резко несогласно.

В пределах Борщовочного кряжа и прилегающих районов отложения, которым придавался докембрийский возраст, описаны А. Л. Лисовским (1929), А. М. Кузьминым (1937), В. П. Масловым и А. Д. Зиновкиным (1940б). Позднее эти отложения изучались Г. Д. Афанасьевым, В. М. Гоньшаковой, В. С. Коптевым-Дворниковым и др.

По данным В. С. Коптева-Дворникова, среди глубоко метаморфизованных пород, залегающих в ядре Борщовочного антиклинория, могут быть выделены две свиты: верхняя, представленная кварцитами, слюдяно-кварцитовыми и слюдными сланцами с редкими прослоями амфиболитов и порфиroidов, и нижняя свита кристаллических сланцев, отличающаяся широким развитием амфиболитов и наличием мощных прослоев измененных осадочных пород. Автор указывает, что «кристаллические сланцы обеих свит в пределах района обильно инъецированы отпрысками гранитной магмы, что привело к появлению разнообразных гнейсов, среди которых сами кристаллические сланцы сохранились в виде сравнительно маломощных прослоев».

Как показали геологосъемочные работы последних лет, эти породы, вероятно, представляют собой метаморфизованные более молодые нижнепалеозойские и, возможно, частично, среднепалеозойские отложения.

Метаморфические породы известны еще в ряде районов Восточного Забайкалья. Они встречаются по р. Ингоде, в районе ст. Карымской, во многих местах по р. Шилке, к северо-востоку от г. Сретенска и на водоразделе Шилки и Газимура. Многие исследователи относили их к докембрийским образованиям. Однако исследования, проведенные в северо-восточной части Пришилкинской зоны и в междуречье Шилки и Газимура в 1957 г. (М. Ю. Фишкин, Е. М. Лейфман, В. Л. Литвинов, Ю. Ф. Мисник), показали, что большая часть пород, относимых ранее к докембрию, представляет собой нижнепалеозойские отложения, интенсивно преобразованные в связи с инъекционным метаморфизмом, связанным с каледонскими интрузиями. Лишь к северо-востоку от г. Сретенска Ю. Ф. Мисником выделена толща, состоящая из различных метаморфических сланцев, среди которых наиболее распростра-

нены филлиты и зеленокаменные породы. Эта толща залегает стратиграфически ниже карбонатной свиты, параллелизуемой с ниже-среднекембрийскими отложениями Газимурозаводского района. В образцах филлитовидных сланцев из этой толщи, изученных в спорово-пыльцевой лаборатории Львовского университета, Е. З. Исагулова определила лишь единичные споры, которые не дают возможности установить возраст отложений.

Подводя итоги описанию докембрийских отложений Восточного Забайкалья, необходимо подчеркнуть следующее:

1. Можно считать твердо установленным, что в пределах этого региона имеются докембрийские отложения. Это доказывается тем, что мощные толщи кварцитов, метаморфических и кристаллических сланцев и гнейсов залегают ниже фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия, либо их аналогов.

2. Глубоко метаморфизованные толщи, относимые ранее на этом основании к архею, как это показали последние исследования, образовались в результате интенсивных метаморфических преобразований, связанных с воздействием крупных интрузивных масс. Наиболее активный метаморфизм характерен для контактовых зон каледонских интрузий, в которых широко развиты процессы магматической инъекции. В связи с этим обстоятельством очень часто глубоко метаморфизованными оказываются различные свиты не только докембрия, но и нижнего палеозоя.

3. В пределах центральной полосы Восточного Забайкалья (Газимурозаводский район, верховья р. Урюмка и др.) нижнепалеозойские отложения на докембрии залегают без заметного углового несогласия. В юго-восточной Приаргунской зоне нижний палеозой залегает на докембрии, вероятно, несогласно. В северо-западной Пришилжинской зоне соотношения докембрия и нижнего палеозоя не выяснены. Здесь, вероятно, нижнепалеозойский комплекс также залегает несогласно на докембрийском.

4. Учитывая, что в Восточном Забайкалье обнажаются лишь небольшие по площади участки докембрия и во многих районах выявляются согласные соотношения между докембрием и нижним палеозоем, можно допустить, что в пределах этого региона обнажается, вероятно, лишь верхняя часть докембрийского комплекса, относящаяся к синию и, возможно, частично к протерозою.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Палеозойские отложения всех систем широко распространены в южной и юго-восточной частях Читинской области, в пределах Центрального и Восточного Забайкалья. Небольшие участки, сложенные отложениями кембрия, устанавливаются на севере. Палеозойские отложения, вероятно, имеются и в центральной полосе, занятой почти исключительно изверженными породами. Здесь они, возможно, находятся в составе глубоко метаморфизованных толщ, наблюдаемых в виде ксенолитов обычно небольших размеров, выявляющихся среди широких полей гранитоидных пород, развитых северо-западнее р. Шилки и в нижнем течении р. Ингоды, в области сочленения Олекмо-Витимской горной страны и северо-западной зоны Забайкалья.

Надежно палеонтологически охарактеризованы отложения нижнего и, по-видимому, низы среднего кембрия, нижнего силура, нижнего, среднего и верхнего девона, нижнего карбона и обоих отделов перми.

В самое последнее время выявлено два новых комплекса, широко развитых в пределах Агинского палеозойского поля и в Центральном Забайкалье, которые по предварительному определению обнаруженных в них немногочисленных остатков фауны и более обильных остатков флоры относятся: первый к верхнему карбону — нижней перми и второй, более молодой — к отложениям пермо-триаса.

В ряде свит, не содержащих фауны, но находящихся в составе единого непрерывного комплекса, заключенного в возрастные рамки от нижнего кембрия до нижнего силура включительно, выявлены обильные комплексы спор среднего—верхнего кембрия и ордовика. Установленные в указанных свитах остатки строматолитов и онколитов также подтверждают этот же возрастной интервал. Таким образом, согласованные данные стратиграфического положения, палинологического анализа и изучения водорослевых остатков позволяют утверждать, что в составе палеозойских отложений присутствуют осадки среднего и верхнего отделов кембрия и ордовика.

Среди отложений кембрийского возраста выявляются осадки платформенного типа, комплекс, характерный для краевого прогиба, и типичные геосинклинальные формации.

Отложения платформенного типа известны на крайнем севере Читинской области, в районе рек Сен и М. Тора, где они представлены конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками мощностью до 600 м. Отложения района Каларской впадины, представленные кварцитовидными песчаниками и конгломератами, доломитами и пестроцветными терригенно-доломитовыми образованиями, мощность которых превышает 900 м, относятся, вероятно, к комплексу пород, характерных для передового прогиба древнекаледонской складчатой зоны. Отложения обоих указанных участков не содержат фаунистических остатков, но надежно параллелизуются с нижнекембрийскими толщами Алданской плиты.

Фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения южной части Читинской области представлены мощными (до 1,5 км) толщами преимущественно карбонатных пород, которые в нижней части иногда замещаются терригенными осадками. На них согласно залегают песчано-сланцевые свиты, содержащие лишь линзовидные прослой карбонатных отложений. Стратиграфически выше, также согласно, залегают вторая мощная карбонатная свита, которая в районе поселка Благодарского покрывается пачкой пестрых аргиллитов, содержащих горизонты мергелистых пород и конгломератов с фауной нижнего силура.

В некоторых районах Восточного Забайкалья выше второй карбонатной свиты установлена мощная толща терригенных отложений. Общая мощность нижнепалеозойских отложений этого типа, названного аргунским, достигает 5—6 км. Этот тип разреза наиболее характерен для большинства районов Восточного Забайкалья и представлен чередованием песчано-сланцевых и карбонатных свит, относительно выдержанных по своим литологическим свойствам. Кроме того, выделяется еще область распространения условно нижнепалеозойских отложений иного характера, наиболее типичных для Агинского палеозойского массива и южной части Центрального Забайкалья. Этот тип разреза име-

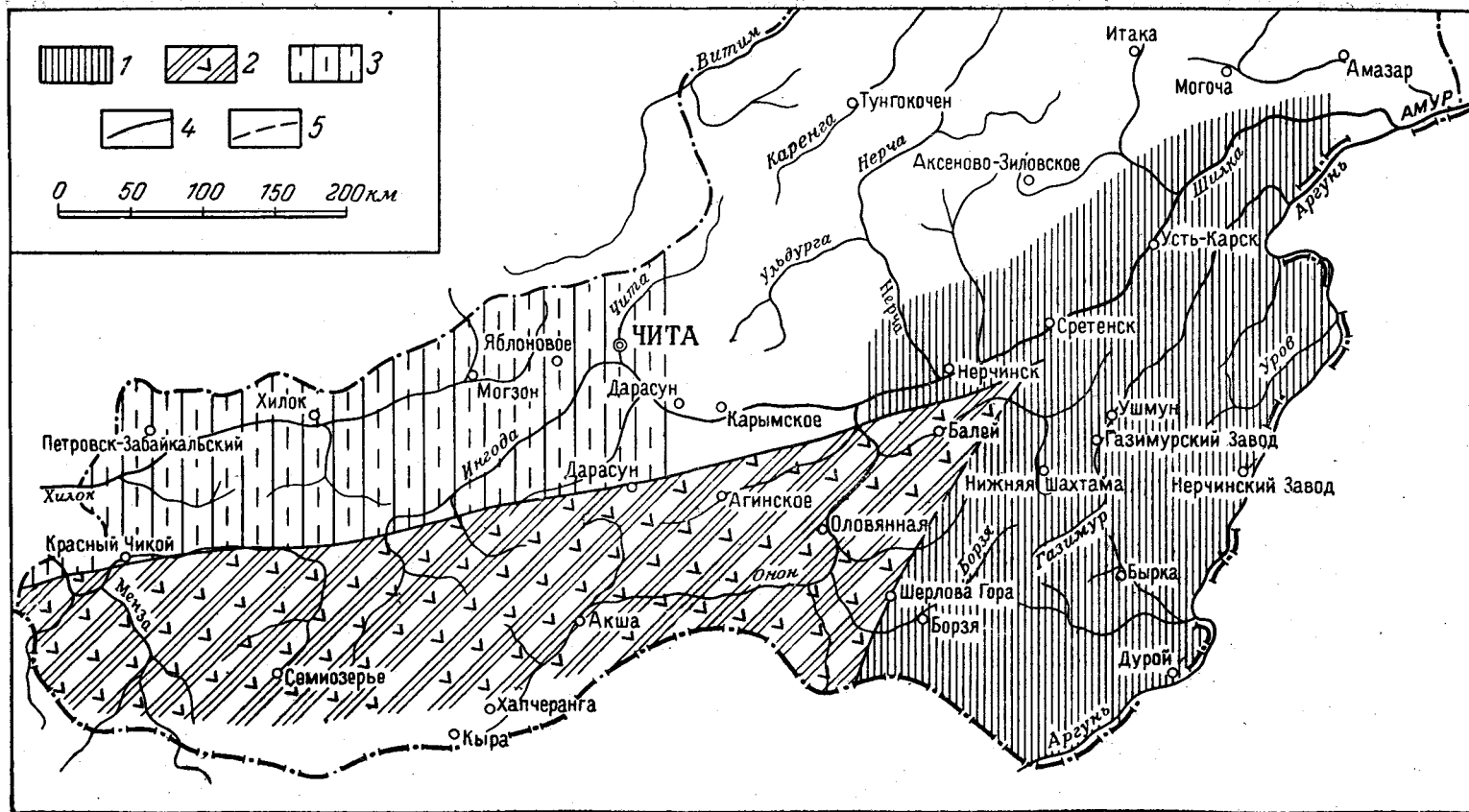


Рис. 5. Схема распространения различных типов разрезов нижнепалеозойских отложений

Типы разрезов: 1 — аргунский; 2 — агинский; 3 — малханский. Границы между типами разрезов: 4 — достоверные; 5 — предполагаемые

нуется агинским и слагается в основном терригенными песчано-сланцевыми отложениями, чередующимися с измененными основными и средними эффузивами, подвергшимися зеленокаменному изменению, и кремнистыми породами. Верхняя возрастная граница этих отложений определяется согласным налеганием на них девонских осадков. Они имеют мощность, достигающую многих километров, и относятся к наиболее интенсивно прогибающейся части обширной нижнепалеозойской мегагеосинклинали.

Отложения малханского комплекса, характерного для Хилокской зоны Центрального Забайкалья и относящегося, вероятно, к докембрию и нижнему палеозою, имеют промежуточный характер по сравнению с указанными выше двумя основными типами. Эти образования представлены первично терригенными отложениями, содержащими мощные горизонты карбонатных отложений. Они инъецированы и интенсивно метаморфизованы изверженными породами преимущественно гранитоидного состава. Распределение главнейших типов разрезов нижнего палеозоя на территории Забайкалья изображено на рис. 5.

Среднепалеозойские осадки, относящиеся к девону и нижнему карбону, известны лишь в южной части территории, в Центральном и Восточном Забайкалье. В крайней юго-восточной полосе Восточного Забайкалья, в Приаргунье, среди среднепалеозойских отложений развиты грубообломочные осадки и органогенные известняки; здесь также установлены пестроцветные глинистые отложения. Для комплекса в целом характерны частые и иногда крупные перерывы и несогласия. Его общая мощность составляет 2—3 км. Этот тип разреза называется приаргунским. В Газимуровском районе и Кукульбейском хребте среднепалеозойские отложения представлены преимущественно терригенными песчано-глинистыми осадками, содержащими небольшие горизонты карбонатных пород и имеющими несколько большую суммарную мощность. Нижнекаменноугольные отложения в ряде участков залегают несогласно на нижележащих толщах. Этот тип разреза именуется газимуровским.

В пределах Агинского палеозойского поля, а также в южной половине Центрального Забайкалья, где средне- и нижнепалеозойские отложения выделяются условно, развиты терригенные осадки, содержащие горизонты измененных основных и средних эффузивов и кремнистых пород. Лишь в верхах разреза здесь преобладают обломочные отложения, а иногда появляются мощные толщи карбонатных осадков. Среднепалеозойский комплекс в ряде случаев залегают согласно и без перерыва на нижнем палеозое. Несогласия и перерывы внутри комплекса также, по-видимому, редки. Этот тип разреза, также как и аналогичные образования нижнего палеозоя, именуется агинским.

В северной части Центрального Забайкалья, в Хилокской зоне и в северо-западной части Восточного Забайкалья, в Пришилкинской зоне, среднепалеозойский комплекс представлен преимущественно вулканогенными образованиями среднего состава, претерпевшими зеленокаменное изменение, чередующимися с терригенными осадками и залегающими с резким несогласием на нижнепалеозойских отложениях. Этот тип разреза называется ортинским.

Распределение главнейших типов разрезов изображено на рис. 6.

Указанные основные типы разрезов, обладающие различными формационными признаками, фиксируют своим положением главнейшие структурные элементы резко дифференцированной среднепалеозойской

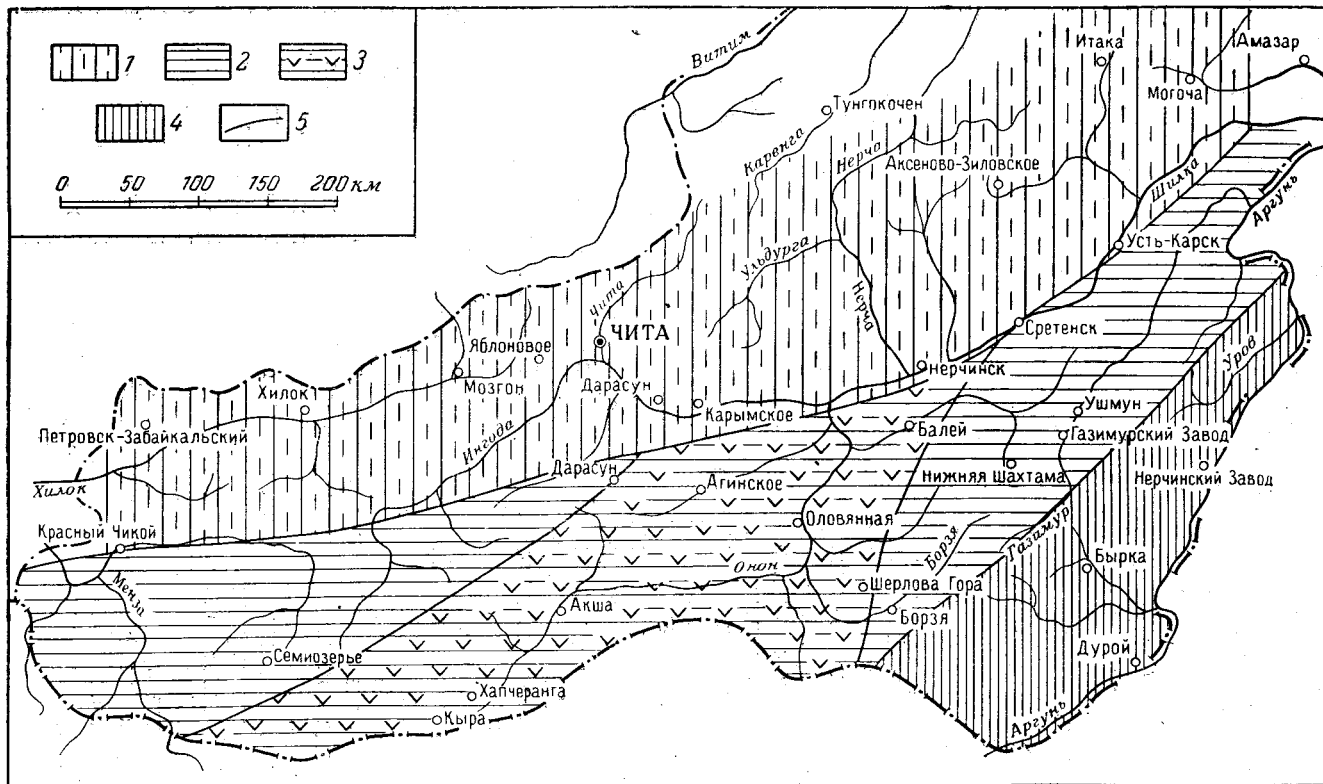


Рис. 6. Схема распространения различных типов разрезов среднепалеозойских отложений
 Типы разрезов: 1 — приаргунский, 2 — газимурозаводский, 3 — агинский, 4 — ортинский; 5 — границы между типами разрезов

геосинклинальной системы, которая выходит далеко за пределы Читинской области и охватывает ее южную и юго-восточную части.

Отложения Приаргунской полосы имеют типичный геоантиклинальный характер. К северо-западу от нее распространены отложения краевой части геосинклинали. Комплекс мощных терригенных отложений, перемежающихся со спилитово-кератофировыми образованиями и кремнистыми осадками, характерный для Агинского палеозойского поля и самой южной части Центрального Забайкалья, приурочен к наиболее интенсивно прогибавшейся части Забайкальской среднепалеозойской геосинклинали.

В области краевого поднятия среднепалеозойской геосинклинальной системы, охватывающей Хилокскую зону Центрального и Пришилкинскую зону Восточного Забайкалья, развиты вулканогенные породы среднего состава и терригенные образования, лежащие с резким несогласием на более древних свитах.

Верхний палеозой в пределах Читинской области представлен обоими отделами пермской системы и, возможно, верхнекаменноугольными осадками. С пермскими образованиями, по-видимому, тесно связаны нижнетриасовые осадки.

Полоса пермских и, вероятно, пермо-триасовых прибрежно-континентальных и континентальных отложений, в составе которых большая роль принадлежит грубообломочным породам и иногда разнообразным эффузивам, охватывает Зачикойскую зону Центрального и Пришилкинскую зону Восточного Забайкалья. Мощность этих отложений обычно измеряется сотнями метров, но иногда достигает первых километров.

Южнее распространены существенно терригенные морские и прибрежно-континентальные пермские, пермо-карбоновые и пермо-триасовые отложения, представленные преимущественно мелко- и среднезернистыми осадками. Отложения этого типа достигают мощности 3—4 км и более. Они выявлены в Даурской зоне Центрального Забайкалья в пределах Агинского поля, характерны для Борзинского района Восточного Забайкалья и в последнее время обнаружены в междуречье Шилки и Аргуни, в нижней части бассейна р. Газимура. Пермские отложения Чиронского поля, развитые в низовьях рек Ингоды и Онона, имеют промежуточный характер по сравнению с указанными выше крайними типами.

В последнее время в Приаргунье также выявлены грубообломочные верхнепермские маломощные континентальные отложения, которые по направлению на северо-запад быстро меняют свой характер: мощность увеличивается и в их составе начинают преобладать тонкозернистые осадки.

Прибрежно-континентальные и континентальные отложения Приаргунья и северо-западной полосы оконтуривают краевые части геосинклинальной системы верхов палеозоя—низов мезозоя. Мощные существенно терригенные отложения более тонкообломочных фаций характерны для ее внутренних, наиболее интенсивно прогибающихся частей.

К северо-западу от этой геосинклинальной системы распространены эффузивно-туфогенные и грубообломочные образования, в составе которых существенную роль, по-видимому, играют как пермские, так и более молодые нижнетриасовые отложения. Они приурочены к синхроничной зоне глыбовых дислокаций.

Кембрийские отложения северной части Олекмо-Витимской горной страны *

Кембрийские отложения Олекмо-Витимской горной страны представлены геосинклинальными (субгеосинклинальными) и платформенными типами осадков. Геосинклинальные осадки распространены в основном на левобережье р. Витима (бассейны рек Янгуды, Кияны, Среднего и Правого Мамакана), т. е. в пределах Бурятской АССР, и лишь небольшое поле их имеется в верховьях рек Талои и Челолека, на правобережье р. Витима, которое относится к Читинской области.

Платформенные кембрийские осадки известны в восточных районах области: в бассейне среднего течения р. Чары, на водоразделе рек Чары и Токко, а также в Каларской впадине.

Первые сведения о кембрийских отложениях геосинклинального типа содержатся в работах А. К. Мейстера (1910, 1932). По его данным, в бассейне реки С. Витима на гнейсах и мраморах древнего комплекса залегает мощная толща разнообразных метаморфических сланцев, песчаников, конгломератов, известняков и эффузивов, относимая им к нижнему кембрию. Толща эта прорвана крупными и разнообразными интрузиями гранитоидов, габброидов и гипербазитов. Следует отметить, что при отнесении метаморфической толщи к нижнему кембрию А. К. Мейстер основывался не на палеонтологических данных, которых в то время еще не было, а на сравнении литологического состава пород района с породами северо-западной окраины Байкальской горной области, условно относимых к кембрию. Как оказалось впоследствии, в «нижнем кембрии» А. К. Мейстера были включены отложения нижнего и верхнего протерозоя, а также нижнего и среднего кембрия. Иным оказался и возраст многих интрузивных комплексов.

В 1944 г. геологом Н. П. Михно были обнаружены в известняках из бассейна р. Янгуды (бассейн С. Витима) археоциаты и очень плохо сохранившиеся трилобиты и брахиоподы. По данным этого исследователя (1949), кембрийские отложения имеют здесь следующий разрез (снизу вверх):

1) падроканская свита (нижний кембрий) в основании сложена конгломератами с прослоями красных песчаников, выше лежат одни песчаники, а на них — мергелистые песчаники и сланцы, мощность свиты 1650 м;

2) янгудская свита (средний кембрий) сложена известняками, иногда содержащими фауну и водоросли, мощность ее 1100 м;

3) свита Казанка (верхний кембрий) представлена сиреневыми мергелистыми сланцами, видимая мощность ее 500 м.

На кембрийских отложениях, по данным Н. П. Михно, несогласно залегают мощные толщи метаморфических сланцев, конгломератов и кристаллических известняков, относимые им к нижнему силуру.

Исследования Л. И. Салопа в 1949—1951 гг. показали, что кембрийские отложения реки С. Витима имеют более сложный нормальный разрез и к ним относятся также разнообразные толщи в бассейнах

* В настоящей статье, подготовленной Л. И. Салопом, раздел «Кембрийские отложения бассейна среднего течения р. Чары» написан З. А. Журавлевой.

рек Кияны, С. Мамакана и Талои, которые считались Н. П. Михно протерозойскими, а все образования, относимые им к силуру, на самом деле принадлежат протерозою и частично самым низам кембрия (Салоп, 1954). Среди этих отложений были выделены малаканская толща (нижний кембрий), подразделяющаяся на гукитскую, нижнюю падроканскую, верхнюю падроканскую и сидельтинскую свиты, и янгудская, относящаяся к нижнему — среднему кембрию и подразделенная на нижнюю, среднюю и верхнюю янгудскую свиты.

На правобережье р. Витима в пределах Читинской области кембрийские отложения распространены только в районе Талоинской зоны, простирающейся в виде узкой полосы северо-северо-западного направления, от верховьев р. Челолека к верховьям р. М. Падоры (М. Падры), через бассейн среднего течения р. Талои до р. Сюльбан и далее

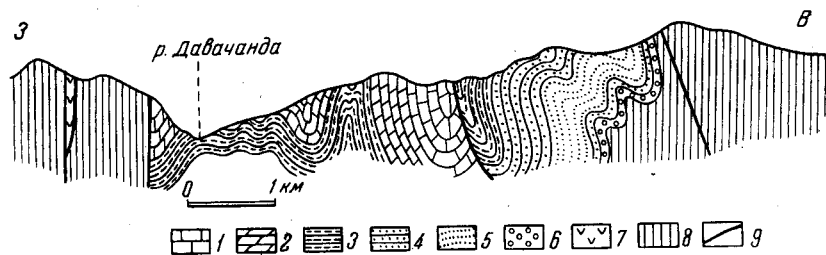


Рис. 7. Профиль через Талоинскую зону

1 — известняки нижней янгудской свиты; 2 — доломиты нижней янгудской свиты; 3 — доломиты, мергели и филлиты сидельтинской свиты; 4 — полимиктовые гесчаники верхней падроканской свиты; 5 — кварцевые песчаники верхней падроканской свиты; 6 — конгломераты нижней падроканской свиты; 7 — серпентиниты нижнего протерозоя; 8 — эффузивно-осадочная метаморфическая толща нижнего протерозоя; 9 — разрывные нарушения

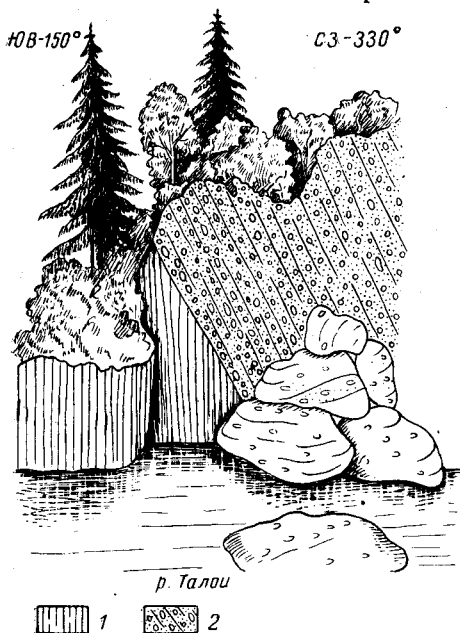
к югу, где она скрывается под наносами Витимо-Муйской депрессии. Кембрийские отложения Талоинской зоны залегают в глубоком тектоническом погружении среди метаморфических толщ нижнего протерозоя. Они отделены от пород нижнего протерозоя с востока крутым надвигом, а с запада — сбросом (рис. 7). Эти разрывы, как и вся Талоинская зона, приурочены к полосе очень крупных нарушений типа глубинных разломов, заложенных еще в нижнем протерозое, но продолжавших многократно развиваться и в более позднее время.

Кембрийские отложения Талоинской зоны имеют много своеобразных черт, их разрез отличается от опорного разреза отложений этого возраста.

Нижняя падроканская свита. В разрезе кембрия Талоинской зоны самая нижняя — гукитская свита отсутствует, и он начинается зелено-серыми конгломератами нижней падроканской свиты, залегающих с крупным угловым несогласием на метаморфизованных эффузивных породах нижнего протерозоя, представленных преимущественно диабазами и керато-диабазами. Наиболее отчетливо контакт между ними наблюдается в каньоне р. Талои, в 4,3 км выше устья ключа Давачанды (Нижней Талои). Конгломераты здесь подстилаются рассланцованными и измененными керато-диабазами с прослоями туфогенных пород и многочисленными прожилками кварца. Простираение слоистости в туфогенных породах СЗ 340°, падение вертикальное. Про-

стирание слоистости в конгломератах СВ 15° , азимут падения СЗ 285° $\angle 70-80^\circ$. Резкое угловое несогласие видно непосредственно в обнажениях на обоих берегах реки (рис. 8).

Контакт конгломератов с эффузивными породами неровный, с мелкими углублениями, но довольно прямой и параллелен слоистости в конгломератах. Конгломераты плотно сцементированы с подстилающими породами; вблизи контакта они содержат мелкую плохо вкатанную гальку или щебенку подстилающих пород, скрепленную мелкозернистым цементом с новообразованиями хлорита и серицита. Подстилающие



кварцита, керато-диабазы встречаются в виде обломков в большом количестве, главным образом в слое мощностью 3—3,5 м, непосредственно прилегающем к контакту. Выше к ним примешивается хорошо окатанная галька других пород. Галька конгломератов уплощенно-эллипсоидальной формы размером от нескольких миллиметров до 30—40 см, при заметном преобладании гальки размером от 5 до 12 см. Обломочный материал отсортирован очень плохо, только местами наблюдаются прослои и линзовидные скопления, отличающиеся размерами галек и количеством цемента. Слоистость очень грубая и заметна в основном по субпараллельной ориентировке галек или благодаря линзовидным прослоям.

В составе гальки встречаются светлые кварциты, диабазовые метапорфириты, керато-диабазы, метатабазы и миндалекаменные метабазиты. Изредка попадает мелкая галька кристаллического известняка и эффузивных пород с кварцевыми прожилками.

Рис. 8. Схема налегания конгломератов нижней падроканской свиты на метаморфизованные эффузивные породы протерозоя по р. Талои (перспективная зарисовка)

1 — эффузивы протерозоя; 2 — нижнепадроканские конгломераты

Цемент конгломератов представлен грубозернистым зелено-серым песчаником, состоящим из окатанных обломков сильно хлоритизированных и пиритизированных диабазов, катаклазированного гранита, кварца, альбитизированного плагиоклаза, эпидота, клиноцоизита и пирита, заключенных в тонкозернистой массе с новообразованиями клинохлора, альбита, карбоната, серицита и изредка пирита. Вследствие метаморфизма галька в конгломерате плотно спаяна с цементом. В количественном отношении она резко преобладает над веществом цемента. Мощность толщи конгломератов в бассейне р. Талои около 90 м.

Верхняя падроканская свита. На конгломераты совершенно согласно с постепенными переходами налегают зелено-серые, иногда лиловатые или малиновые полимиктовые песчаники, внизу грубозернистые, выше крупнозернистые до тонкозернистых. Слоистость в песчаниках выражена неодинаково, чаще всего наблюдается грубая

плитчатость, иногда подчеркнутая тонкими примазками глинистого материала.

В составе обломочного материала песчаников содержатся кварц, эффузивные породы, в том числе красные порфиры верхнего протерозоя (падринской серии), туфы, полевые шпаты, разложенный биотит, мусковит, рудные минералы, эпидот, цоизит, апатит, циркон, сфен, турмалин и др. Цемент песчаников преимущественно поровый или соприкосновения, состоящий из серицита, хлорита, карбоната, кварца и гидроокислов железа.

В бассейне реки Н. Талои (Давачанды) среди полимиктовых песчаников встречаются светло-розовые или светло-серые кварцевые песчаники, слагающие мощные (до 400—500 м) выклинивающиеся горизонты или пачки. От полимиктовых песчаников они отличаются значительным преобладанием кварца, вплоть до появления мономиктовых разностей. Кроме кварца, в обломках встречаются микрофельзиты, полевой шпат и мусковит; очень редко — турмалин, пирит и магнетит. Кварц представлен отдельными зернами и агрегатами, несомненно, относящимися к кварцитам. Крупные обломки окатаны, мелкие — чаще угловаты, цементом служат новообразования серицита и хлорита, а также регенерированный кварц, иногда образующий гомоосевые нарастания вокруг обломочного кварца. Первоначальная форма обломков хорошо заметна, благодаря облекающей их рудной рубашке. Внешне такие песчаники похожи на кварциты. Мощность рассматриваемой свиты в бассейне р. Талои около 1200 м.

Сидельтинская свита. В составе сидельтинской свиты Талоинской зоны развиты преимущественно карбонатные породы — мергелистые доломиты и мергели, тесно перемежающиеся с известковыми филлитами. Песчаники имеют небольшое распространение.

Мергелям чаще всего свойственна зеленовато-серая окраска, а мергелистые доломиты характеризуются тонкой полосчатостью, обусловленной чередованием прослоев зеленовато-серого и кремново-бурого цвета.

Обломочный материал в карбонатных породах состоит из кварца, полевых шпатов, мусковита и глинистых частиц. Филлиты обладают зелено-серой, иногда буроватой окраской и состоят из серицита, карбоната, хлорита и кварца. Карбонат постоянно присутствует в породах в значительном количестве и представлен главным образом доломитом, кальцитом и иногда анкеритом. Часто отмечаются столбики зеленого турмалина. Для филлитов бассейна р. Талои очень характерны многочисленные линзовидные трещины растяжения, заполненные карбонатом и кварцем.

Сидельтинская свита согласно перекрывает верхнюю падроканскую свиту. Непосредственный контакт их хорошо обнажен по ключу, впадающему в рч. Давачанду, в 4 км выше его устья. Мощность свиты 600 м.

Нижняя янгудская свита в Талоинской зоне представлена только своей нижней подсвитой. Сложена она внизу пачкой светло-серых доломитов мощностью 400—500 м, выше которых залегает толща светло-серых и серых известняков с подчиненными прослоями доломитовых разностей видимой мощностью более 800 м.

В известняках нередко встречаются водоросли (строматолиты и онколиты). Трилобиты в бассейне р. Талои пока не обнаружены. Археоциаты найдены только в аллювии одного из небольших ле-

вых притоков рч. Давачанды, среди известняков нижней янгудской свиты.

Кембрийские отложения бассейна р. Витима, как об этом можно судить по геологическим данным и фауне, относятся к разным ярусам нижнего и среднего кембрия. Мамаканская толща (гукитская, нижняя и верхняя падроканская и сидельгинская свиты) по стратиграфическому положению полностью или частично должна быть отнесена к алданскому ярусу. При этом возможна параллелизация нижних двух свит с ушаковской свитой Западного Прибайкалья, а верхних двух свит — с мотской свитой того же района. Нижняя янгудская свита по фаунистическим данным большей своей частью должна относиться к ленскому ярусу. Верхняя же и средняя ее части и, по-видимому, верхняя янгудская свита относятся к амгинскому ярусу среднего кембрия.

Несмотря на некоторое сходство кембрийских отложений Средне-Витимской горной страны и окраины Сибирской платформы, между ними имеются и различия. Кембрийские отложения рассматриваемого региона отличаются значительно большей мощностью, интенсивной складчатостью и, кроме того, они прорваны разнообразными интрузиями и местами метаморфизованы. Таким образом, кембрийские отложения Средне-Витимской горной страны отличаются от типичных геосинклинальных образований и их можно отнести к осадочным комплексам, переходным от геосинклинальных к платформенным, отвечая той стадии развития геосинклинали, которая может быть названа стадией «костаточной» геосинклинали (Салоп, 1954).

Древние отложения платформенного типа развиты в восточных районах Олекмо-Витимской горной страны. Они были описаны Е. С. Бобинным (1933) в районе Каларской впадины и Е. В. Павловским (1933а, 1933б) в бассейне р. Чары, по реке М. Торе и на северной окраине оз. Ничатка. Обоими исследователями эти отложения были отнесены к протерозою, в дальнейшем А. А. Арсеньев, И. А. Ефремов и В. Г. Лебедев (1946) отнесли их к кембрию. Более детально отложения района оз. Ничатка были изучены в последние годы Н. С. Рожок и И. И. Щербининым, З. А. Журавлевой и В. А. Комар, а район Каларской впадины — Е. И. Буровой, К. К. Денисовым и Л. И. Салопом.

Верхняя часть этих толщ по фауне или путем сопоставлений относится к нижнему кембрию. Возраст нижележащих частей разреза определяется как нижекембрийский условно, и ряд исследователей предполагает, что в Олекмо-Витимской горной стране присутствуют отложения позднего докембрия.

Кембрийские отложения бассейна среднего течения р. Чары

В этом районе древние осадочные образования развиты по рекам Чаре, Сен, Мокрый Кумах-Улах, Сухой Кумах-Улах и в пределах Малоторского грабена. Кроме того, ими сложены небольшие участки в бассейне реки Б. Торы и на Чаро-Токкинском водоразделе. Лучше всего эти отложения изучены по рекам Чаре, Сен, Мокрый и Сухой Кумах-Улах. По данным З. А. Журавлевой и В. А. Комар, в бассейне среднего течения р. Чары выделяются следующие свиты, согласно перекрывающие друг друга (снизу вверх):

Ничатская свита развита на реках Чаре, Мокрый Кумах-Улах и Сен. В обнажении на левом берегу р. Чары, в 3 км. выше устья:

реки Мокрый Кумах-Улах, на гнейсах и гранито-гнейсах кристаллического фундамента с резким угловым несогласием залегают серые плотные крупнозернистые кварцевые песчаники с мелкой окатанной галькой белого кварца. Выше песчаники постепенно переходят в светло-серые, местами красно-бурые конгломераты, состоящие из галек и валунов кристаллических и редко осадочных пород, сцементированных железистым и кварцево-карбонатным цементом. Размер гальки и валунов от 2—4 см до 2 м, преобладают гальки размером 10—50 см, чаще плохоекатанные, реже — угловатые. В конгломератах наблюдаются линзы и прослои мелкозернистых красно-бурых песчаников и зеленовато-серых и красно-бурых глинистых доломитов. Мощность свиты 150—200 м.

Кумахулахская свита развита на реках Сен, Мокрый и Сухой Кумах-Улах. В нижней части (40 м) свита сложена шоколадными и зеленовато-серыми тонкоплитчатыми мергелями, постепенно переходящими в серые доломиты. В верхней части залегают темно- и светло-серые скрытозернистые доломиты и темно-серые тонкозернистые слабоглинистые плитчатые известняки. Мощность свиты 100 м.

Сенская свита обнажается по рекам Чаре, Сен, Мокрый и Сухой Кумах-Улах и подразделена на две подсвиты: нижнесенскую и верхнесенскую.

Нижнесенская подсвита сложена серыми и желтовато-серыми тонкозернистыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом (20 м), постепенно переходящими в серые тонкозернистые и афанитовые толстоплитчатые песчаные доломиты, которые постепенно сменяются песчаниками (30 м), аналогичными тем, которые залегают в основании подсвиты. Мощность подсвиты 125 м.

Верхнесенская подсвита представлена темно-серыми, реже серыми тонко- и скрытозернистыми плитчатыми (5—10 см) и массивными, иногда битуминозными и окремнелыми доломитами, переслаивающимися с темно-серыми тонкоплитчатыми (0,2—2 см) глинистыми доломитами. Изредка в доломитах встречаются маломощные (до 10 см) прослои листоватых мергелей. Мощность подсвиты 130 м.

В этой подсвите обнаружены проблематические микроскопические органические остатки: *Glebosites glebosites* Reitl., *Vermiculites angularis* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl. (определение З. А. Журавлевой).

Торгинская свита наблюдается в береговых обнажениях р. Чары, ниже р. Сухой Кумах-Улах до р. Торго.

В основании свиты залегают красно-бурые, шоколадные и зеленовато-серые тонкоплитчатые глинистые известняки и мергели, выше сменяющиеся серыми афанитовыми плитчатыми известняками. В средней и верхней частях свиты развиты светло-серые с желтоватым и розоватым оттенком мелкозернистые толстоплитчатые и массивные известняки, содержащие прослои афанитовых микрослоистых водорослевых и оолитовых известняков. В известняках наблюдаются включения известняковых галек различной формы и величины и многочисленные сутуры. Мощность свиты 200 м.

Жербинская свита обнажается по правому борту р. Чары, в 3—4 км выше р. Торго и слагается серыми и желтовато-серыми разнозернистыми (от мелкозернистых до гравелитов) кварцевыми сливными грубоплитчатыми, иногда косослоистыми песчаниками. Мощность свиты 30—40 м.

Тиновская свита развита по правому борту устьевой части р. Торго и состоит из переслаивающихся серых и темно-серых трещиноватых кавернозных, иногда битуминозных доломитов и известняков, содержащих прослой и линзы брекчий, сложенных остроугольными обломками тех же известняков и доломитов. Видимая мощность свиты 100 м. Для этой свиты характерны следующие проблематические микроскопические органические остатки: *Osagia bothaydioformis* Reitl., *Osagia irregularis* Reitl., *Vesicularites lobatus* Reitl. (определение З. А. Журавлевой).

Юедейская (пестроцветная) свита обнажается по правому и левому берегам р. Чары, ниже устья р. Торго. Сложена она доломитами серыми, розовато-желтыми, красно-бурыми, пелитоморфными, тонкозернистыми, плитчатыми, иногда алевритистыми, содержащими прослой (до 2 м) пестроокрашенных листоватых мергелей. В нижней части свиты встречаются прослой (до 4 м) красно-бурых кварцевых песчаников и доломитовой брекчий. В средней и верхней частях свиты среди доломитов наблюдаются пачки (до 20 м) известняков. Известняки коричневого и темно-серые тонкозернистые, тонкоплитчатые и массивные с неровной поверхностью наслонения, иногда оолитовые. Количество прослоев известняков и их мощность вверх по разрезу увеличиваются. Мощность свиты 250—300 м.

На юедейской свите согласно залегает фаунистически охарактеризованная эльгянская свита ленского яруса.

Эльгянская свита наблюдается по правому и левому берегам р. Чары, ниже устья р. Торго и сложена однообразными коричневатосерыми тонкозернистыми массивными (до 1 м) пятнистыми известняками, на коричневом фоне в них наблюдаются прожилки и пятна желтого доломита; некоторые разности известняков имеют битуминозный запах. В основании свиты среди известняков содержатся единичные прослой небольшой мощности (до 1 м) серых пелитоморфных доломитов. Мощность свиты 70—80 м.

По левому берегу р. Чары, в 3 км ниже устья р. Джелинды, в описанных известняках собраны остатки трилобитов, характерные для эльгянской свиты северо-западного склона Алданского массива (определение Н. В. Покровской): *Elganellus adeptus* Suv. (in coll.), *Elganellus probus* Suv. (in coll.), *Elganellus zhuravlevae* sp. nov. (in coll.), *Malykania gribovae* Suv. (in coll.).

Прослеживание описанных отложений на восток от р. Чары до р. Токко, в сторону северо-западного склона Алданского щита, проведенное в 1957 г. З. А. Журавлевой и В. А. Комар, показало, что нижние две свиты рассматриваемого разреза — ничатская и кумахулахская — на правобережье р. Чары выклиниваются, и на архейских кристаллических породах залегают песчаники нижнесенской подсвиты, которые на реках Токко и Олекме соответствуют основанию дикимдинской свиты. Торгинская свита сопоставляется с верхней частью дикимдинской свиты, жербинская параллелизуется с сераляхским горизонтом р. Олекмы (верхи дикимдинской свиты). Тиновская свита хорошо сопоставляется с порохлакской свитой рек Токко и Олекмы. Юедейская свита р. Чары одновозрастна с одноименной свитой р. Токко, где в осыпи В. А. Комар были собраны археоциаты: *Ajacyathus osengis* Zhur., *Ajacyathus peleducis* sp. nov., *Ajacyathus* sp., *Nochorocyathus* sp. (определение З. А. Журавлевой) и водоросли *Renalcis jacutus* (определение К. Б. Кордэ).

Вышележащая эльгянская свита р. Чары одновозрастна со свитой того же названия северо-западного склона Алданского массива, так как содержит тот же комплекс трилобитов, что и на р. Олекме.

Детальные исследования последних лет позволили уточнить, а местами и значительно изменить существующие в литературе сопоставления древних нормально осадочных образований бассейна р. Чары с кембрийскими отложениями северо-западного склона Алданского щита. На северном склоне Алданского щита и в бассейне р. Чары достоверно кембрийскими являются породы юедейской (пестроцветной) свиты и вышележащие отложения ленского яруса, содержащие нижнекембрийскую фауну птеропод, археоциат и трилобитов.

Дикимдинская и порохтажская свиты согласно перекрываются породами юедейской свиты. На основании этого многие геологи условно относят их также к нижнему кембрию. Другие исследователи склонны предполагать, что эти свиты имеют позднекембрийский возраст. Недостаточная палеонтологическая характеристика этих отложений не позволяет сейчас решить вопрос о их возрасте однозначно.

Кембрийские отложения Каларской впадины

По данным Л. И. Салопы (1954), разрез кембрия этого района следующий (снизу вверх):

Нижнекеменская свита образована светло-серыми существенно кварцевыми, иногда кварцитовидными крупнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Базальные слои свиты там, где они налегают на граниты кодарского комплекса, состоят из грубых аркозов с мелкими и угловатыми фрагментами и галькой подстилающих пород. Иногда базальные слои имеют характер мелкого сцементированного щебня. Там, где эти слои налегают на метаморфические песчаники удоканской серии, они состоят из серого или темно-серого песчаника с участками, обогащенными рудным минералом (мартитом), перемытым из железистых песчаников протерозоя. Мощность свиты 18—22 м.

Ряд признаков, а именно: ровная поверхность размыва подстилающих песчаники древних пород, отсутствие в составе свиты грубых псефитов, преобладание в ней конечных продуктов осадочной дифференциации, незначительная мощность базальных слоев и всей свиты в целом дает основание полагать, что трансгрессия кембрийского моря происходила на сильно выровненную (пенепленизированную) страну.

Верхнекеменская свита сложена серыми доломитами, часто кавернозными и окремнелыми. Иногда встречаются брекчиевидные и оолитовые доломиты. Породы этой свиты согласно залегают на песчаниках нижней свиты, причем вблизи контакта они включают прослой карбонатных песчаников и сами содержат примесь обломков кварца (песчанистые доломиты). Мощность свиты 200 м.

Пестроцветная свита характеризуется частой перемежаемостью малиново-красных и зеленых песчаников, глинистых сланцев и мергелей с прослоями и горизонтами серых и бурых доломитов и изредка известняков. В доломитах иногда встречаются водоросли, в некоторых случаях достигающие размеров до 3 м.

Для пестроцветных (в основном красноцветных) пород характерно изобилие глиптоморфов по каменной соли на поверхностях слоистости.

По-видимому, отложения свиты знаменуют переход к типично лагунному осадкообразованию. Породы пестроцветной свиты согласно налегают на доломиты верхнекеменской свиты. Видимая мощность ее превышает 700 м.

В низовьях рек Четканды и Талакана (притоки р. Калара) обнажаются более высокие члены разреза кембрийских отложений Каларской впадины, представленные светло-серыми плитчатыми и массивными известняками, реже доломитами, иногда водорослевыми. Непосредственные их соотношения с пестроцветной свитой установить не удалось. Хотя в породах упомянутых свит и не были обнаружены фаунистические остатки, тем не менее, характер отложений и последовательность свит позволяет параллелизовать их с отложениями склонов Алданского щита.

Нижнекеменская свита Каларской впадины может быть условно параллелизована с дикимдинской свитой бассейна р. Олекмы. Однако породы дикимдинской свиты р. Олекмы заметно отличаются более высокой карбонатностью и присутствием в песчаниках прослоев доломитов. Верхнекеменская свита Каларской впадины может быть сопоставлена с порохтахской свитой бассейна р. Олекмы. Свита пестроцветных пород Каларской депрессии сравнима с юдейской свитой бассейна р. Олекмы.

Нижнепалеозойские отложения Восточного Забайкалья

В Восточном Забайкалье сейчас известны фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские и нижнесилурийские отложения, которые встречены лишь на ограниченных участках. Изучение же нижнепалеозойских отложений остальной территории базируется главным образом на сопоставлении разрезов и других данных геологического картирования.

В отличие от более поздних этапов геологического развития, для которых характерно разделение Восточного Забайкалья на различные структурно-фациальные зоны, в нижнем палеозое для большей части территории Восточного Забайкалья были, по-видимому, довольно однородные геосинклинальные условия. Здесь установлено два основных типа нижнепалеозойских отложений. Первый тип, названный аргунским, наиболее полно охарактеризован в Приаргунье, Газимурозаводском районе и на некоторых участках Пришилкинской полосы. Он, по-видимому, характерен для большей части территории Восточного Забайкалья и представлен чередованием терригенных песчано-сланцевых и карбонатных свит.

Второй тип — агинский, выделяемый, как уже отмечалось, условно, характерен для Агинского палеозойского поля и междуречья Унды и Шилки и представлен чередованием песчано-сланцевых отложений с зеленокаменными породами и сопутствующими кремнистыми сланцами и яшмами. В резкоподчиненном количестве здесь встречаются прослои карбонатных пород и конгломератов.

Нижнепалеозойские отложения аргунского типа

Возраст нижнепалеозойских отложений аргунского типа на основании изучения фауны, датируется от нижнего кембрия до нижнего силура включительно. Еще в 1931 г. М. В. Бесовой недалеко от поселка Быстрого (Газимурозаводский район) в карбонатных породах обна-

ружены археоциаты нижнего кембрия. Эта находка была повторена лишь через 25 лет.

В мощной карбонатной толще, широко развитой в Газимурозаводском районе, Н. П. Михно в 1956 г. обнаружил комплекс органических остатков по возрасту отнесенных к нижнему кембрию. Летом 1957 г. Г. И. Князевым и С. П. Крузиным в мощной карбонатной толще в районе с. Георгиевки, недалеко от поселка Нерчинский Завод, найдены археоциаты, которые были определены также как нижекембрийские. Карбонатные отложения, содержащие остатки археоциат нижнего кембрия, получили название быстринской свиты; свита залегает в основании разреза нижнепалеозойской серии. Стратиграфически выше согласно залегает мощная существенно сланцевая свита, которая в Приаргунье была названа алтачинской, а в Газимурозаводском районе — ушмунской.

В ряде мест Приаргунья установлено, что алтачинскую сланцевую свиту согласно перекрывает мощная, существенно карбонатная свита, получившая название нерчинскозаводской. Судя по имеющимся данным, в Газимурозаводском районе на ушмунской песчано-сланцевой толще также согласно залегает мощная карбонатная свита, аналогичная нерчинскозаводской. В 1957 г. А. А. Локерман в верхней части нерчинскозаводской свиты, близ поселка Благодатского, обнаружил фауну венлокского яруса силура. Это единственное место в Восточном Забайкалье, где достоверно известна силурийская фауна. Указания о находках силурийских отложений встречаются в ряде более ранних работ, однако они не нашли в дальнейшем своего подтверждения.

Сведения А. Озерского (1867), который отнес «переходную толщу», выделенную еще до него, к силуру и указал ряд мест с фауной, последующими исследователями не подтверждены. Не получило подтверждения пока и указание М. П. Герасимова (1896) о находке неясных следов *Orthoceras* в отложениях среднего течения рек Унды и Газимура. До последнего времени единственным местом, где были отмечены отложения верхнего силура или нижнего девона, является участок по р. Ильдикану в Газимурозаводском районе, описанный впервые К. Г. Войновским-Кригером (1927 б).

Отложения этого участка названы ильдиканской свитой. В последнее время в результате исследований Н. И. Тихомирова, который нашел в них большое количество фауны, они отнесены к девону. В алтачинской и в ушмунской свитах фаунистические остатки до сих пор не обнаружены*. В указанных свитах, а также в низах нерчинскозаводской карбонатной свиты и ее аналоге в Газимурозаводском районе найдены остатки строматолитовых и онколитовых образований, а в последнее время обнаружены споры. Те и другие находки позволяют считать, что эта часть разреза может быть отнесена по возрасту к среднему кембрию — ордовику, включая, по-видимому, его нижние горизонты. Таким образом, палеонтологические остатки и сопоставление разрезов позволяют со значительной долей вероятности выделить очень мощный комплекс пород, характерный для Нерчинскозаводского и Газимурозаводского районов, который датируется в рамках от нижнего кембрия до низов силура включительно. Перерывы и несогласия внутри этого комплекса не установлены.

* См. примечание на стр. 122.

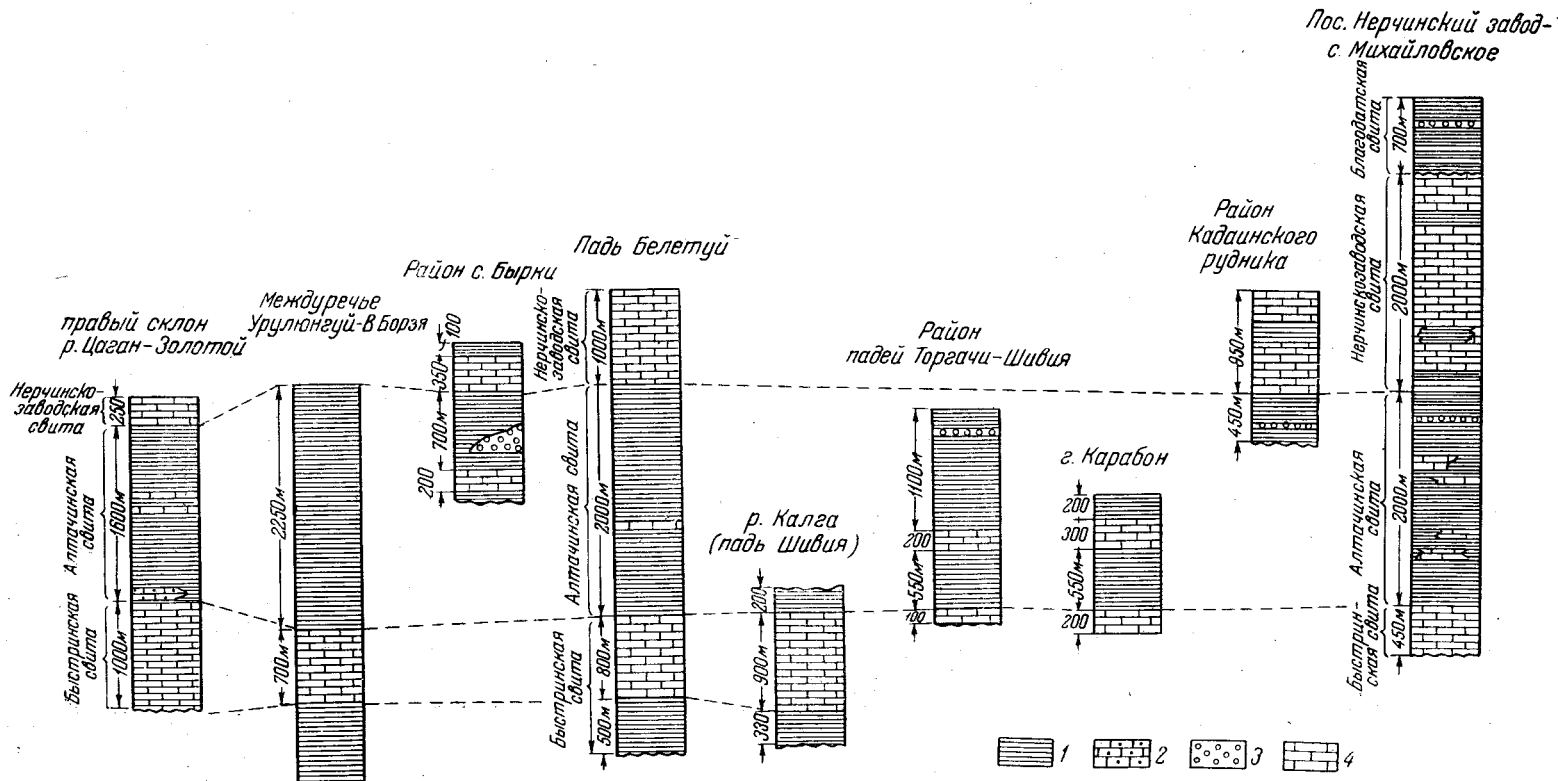


Рис. 9. Сопоставление стратиграфических колонок нижнепалеозойских отложений Приаргуны. Составил В. Н. Козеренко
 1 — метаморфизованные глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты и песчаники; 2 — кварциты; 3 — метаморфизованные конгломераты; 4 — доломиты, доломитовые известняки и известняки

Аналогичный разрез нижнепалеозойских отложений описан в последнее время в Пришилкинской полосе и в области междуречья Шилки и Аргуни. В свитах, составляющих этот комплекс, обнаружены многочисленные споры, идентичные спорным спектрам, характерным для соответствующих свит Приаргунья и Газимурозаводского районов.

Фаунистически охарактеризованные отложения нижнего силура, развитые в Приаргунье, венчают здесь разрез нижнепалеозойской серии. На них несогласно залегают девонские отложения благодатской свиты (ранее ошибочно относимой к силуру).

В Приаргунье, от поселка Клички и прохода Маргузец на юго-западе до поселка Нерчинский Завод на северо-востоке, составлено большое количество разрезов (рис. 9). Отдельные частные колонки в них достаточно хорошо сопоставимы. Особенно важно подчеркнуть, что эти стратиграфические разрезы составлялись в процессе сплошного площадного картирования и поэтому хорошо увязываются между собой.

В районе поселка Клички, по р. Цаган-Золотой, Д. И. Горжевским установлен следующий разрез нижнепалеозойского комплекса, большая часть которого относится к области периклинального замыкания крупной антиклинальной структуры, наблюдающейся в районе поселка Клички.

Нижняя часть комплекса представлена чередованием белых и серых доломитов с подчиненными горизонтами метаморфизованных глинистых сланцев и одним линзовидным прослоем темно-серых известняков. Видимая мощность этой части разреза (относимой к быстринской свите) около 1000 м. На ней согласно залегают различные метаморфические сланцы (серицитовые, серицито-хлоритовые и др.), содержащие редкие прослои известняков и песчаников. В нижней части этой толщи установлен горизонт кварцитов (образованных, по-видимому, за счет метаморфизма грубозернистых кварцевых песчаников), лежащих на различных горизонтах подстилающих пород, которые своим появлением фиксируют внутренний размыв в нижнепалеозойской толще. Выше залегают пачка доломитов, перемежающихся с метаморфизованными углито-глинистыми сланцами изменчивой мощности, достигающей 200 м. Общая мощность сланцевой свиты примерно 1500—1700 м. Свита, занимающая аналогичное стратиграфическое положение в районе поселка Нерчинский Завод, названа алтачинской.

На сланцевой свите согласно залегают доломитовая толща, соответствующая нерчинскозаводской свите и состоящая из чередующихся белых и серых доломитов, содержащих незначительные линзы глинистых филлитовидных сланцев. В окрестностях поселка Клички видимая мощность этой толщи 200—300 м, а северо-восточнее, в районе с. Чурино, — около 600—700 м. Западнее поселка Клички (гора Колтуй) из-под белых массивных доломитов, относимых к быстринской свите, выходит горизонт известковистых сланцев видимой мощностью около 250 м. Юго-западнее, в районе с. Соктуй Милозан, Г. Б. Митичем установлено, что нижняя карбонатная толща подстилается сланцевой толщиной мощностью 600—700 м, которая рассматривается как нижняя часть быстринской свиты.

Северо-восточнее, на водоразделе рек Урулюнгуи и В. Борзи, Г. Б. Митичем выявлены две четкие брахиантиклинальные складки,

в ядрах которых наблюдаются различные, преимущественно кварцево-серицитовые сланцы, иногда с углистым веществом, и кварцево-биотитово-мусковитовые сланцы. На сланцевую толщу согласно налегает карбонатная (мощностью около 700 м), слагающая крылья брахиантиклинальных структур. Обе толщи относятся к быстринской свите. Выше согласно залегает существенно сланцевая (алтачинская) свита, мощность которой Г. Б. Митичем определяется в 2000—2500 м. Эта свита слагает также крылья антиклинальных структур и имеет в этой части Кличкинского хребта наибольшее распространение. Она представлена различными метаморфическими сланцами, среди которых подчиненное значение имеют метаморфизованные песчаники. В нижней половине свиты в ряде мест установлены выклинивающиеся прослои темно-серых и светло-серых плитчатых известняков, содержащих иногда заметное количество углистого вещества (наибольшая мощность их 200—250 м). В алтачинской свите преобладают кварцево-карбонатные сланцы, кварцево-серицитовые, хлорито-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые и менее метаморфизованные филлитовые глинистые сланцы. В ряде случаев в сланцах наблюдается заметная примесь углистого вещества. Метаморфизованные песчаники являются существенно кварцевыми, с небольшой примесью полевых шпатов.

В районе с. Бырка, по данным Д. И. Горжевского, на сланцевую свиту налегает карбонатная толща видимой мощностью около 350 м, на которой в свою очередь согласно лежит пачка тонкослоистых кварцево-серицитовых и углисто-кварцево-серицитовых сланцев мощностью около 100 м.

Н. Ф. Шинкарев (1957) указывает, что в составе нижнепалеозойских отложений северо-восточной части Кличкинского хребта (которые им неверно относятся к единому комплексу нижнего — среднего палеозоя) существенную роль играют кислые эффузивы и их туфы. В связи с этим им даже выделена особая «вулканогенно-осадочная» свита. Подобные же образования широкое распространение имеют в районах поселков Запокровского и Нерчинского Завода. Их детальное изучение и выяснение соотношений с нижнепалеозойскими сланцево-карбонатными свитами позволили установить, что они представляют собой интенсивно метаморфизованный более молодой, чем нижнепалеозойский, комплекс, сложенный резко гипабиссальными, субвулканическими и, возможно, частично эффузивными и туфогенными образованиями.

Разрезы нижнего палеозоя в двух упомянутых выше районах Кличкинского хребта весьма сходны между собой, но наблюдается некоторое уменьшение мощности нижней карбонатной свиты от 1000 м до 700 м и увеличение мощности вышележащей сланцевой свиты от 1500—1700 м до 2000—2500 м на юго-западном участке. Часть карбонатной толщи здесь, возможно, постепенно фациально замещается песчано-глинистыми породами.

В бассейне р. Борзи и ее левого притока р. Донинской Борзи нижнепалеозойские отложения в 1950 г. были изучены А. Ф. Мушниковым. Наиболее полный разрез им описан по пади Белетуй, где он выделил следующие толщи (снизу вверх): 1) нижнюю сланцевую; 2) нижнюю карбонатную; 3) верхнюю сланцевую; 4) верхнюю карбонатную.

Нижняя сланцевая толща представлена различными метаморфизованными глинистыми и песчано-глинистыми породами, ее видимая мощ-

ность около 500 м. Наиболее распространенными здесь являются кварцево-сланцевые и кварцево-серицито-хлоритовые сланцы. На них согласно залегает карбонатная толща, представленная известняками, доломитизированными известняками и доломитами с прослоями сланцев, аналогичных нижележащим. Мощность карбонатной толщи около 800 м.

По принятой сейчас терминологии эти толщи должны быть отнесены к быстринской свите. Выше, согласно, но с резким переходом залегает свита метаморфизованных глинистых сланцев и песчаников с прослоями известняков и алевролитов. В нижней ее части преобладают кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые и филлитовидные сланцы с редкими прослоями кварцево-сланцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников. В средней части свиты встречаются прослои известняков, мощность которых иногда превышает 100 м.

В верхней части свиты появляются четко слоистые глинистые алевролиты серого, зеленоватого или почти черного цвета. В этих породах, у северной окраины с. Верхний Калгукан, А. Ф. Мушников отмечает неправильную косую слоистость и следы перемыва. Среди алевролитов в ряде случаев установлены прослои кремнистых слоистых сланцев (по внешнему виду напоминающих яшмы) и известняков мощностью от единиц до нескольких десятков метров. На алевролитах залегают филлитовидные сланцы с прослоями слюдяных песчаников, в которых встречены неокатанные обломки глинистых сланцев, указывающие на наличие перемывов в процессе осадкообразования. Общая мощность алтачинской свиты, по данным А. Ф. Мушниковой, около 2000 м.

Верхняя часть нижнепалеозойского разреза представлена карбонатной свитой, залегающей согласно и с постепенным переходом на нижележащей свите; на их контакте наблюдается перемежаемость тонких прослоев известняков и сланцев. Наиболее характерными породами этой свиты, соответствующей нерчинскозаводской, являются светло-серые массивные доломитовые известняки, в меньшей степени развиты слоистые серые известняки. В нижней части свиты наблюдаются прослои филлитовидных глинистых сланцев. Местами в карбонатных породах встречается углистое вещество, концентрирующееся послойно. Видимая мощность свиты превосходит 1000 м.

Северо-восточнее, в районе сел Калга — Запокровский рудник, нижнепалеозойский комплекс имеет следующий разрез (снизу вверх):

1) сланцевая толща с видимой мощностью 300—350 м; 2) карбонатная толща мощностью 800—1000 м; 3) свита различных сланцев с карбонатным прослоем, мощность которого достигает до 200—300 м.

Микроскопическое изучение пород, слагающих свиты, показывает, что они идентичны комплексу, развитому в более юго-западных районах. Здесь отсутствует лишь верхняя нерчинскозаводская свита.

В районе Кадаинского рудника нижнепалеозойский комплекс наиболее подробно описан Н. С. Горшковым. Здесь нижнепалеозойские отложения в виде «острова» залегают среди гранитоидных пород Кадаинского интрузива. На севере, в районе с. Михайловки, они отделяются от области развития нижнепалеозойских отложений полей пород нижнемелового возраста. В окрестностях рудника устанавливаются две согласно залегающие свиты: нижняя сланцевая видимой мощностью 400—500 м и верхняя — карбонатная мощностью 900—1000 м. Здесь породы характеризуются сильной метаморфизованностью, связанной с воздействием окружающих гранитов. Учитывая, что во всех более юго-западных раз-

разрезах мы сталкивались с нижней сланцевой и карбонатной свитами, выше которых залегает опять существенно сланцевая свита, и разрез венчается карбонатной свитой — возникает вопрос, с какими частями нижнепалеозойского разреза следует параллелизовать свиты Кадаинского района.

Г. Б. Митич и Н. С. Горшков считали, что разрез Кадаи соответствует низам нижнепалеозойского комплекса Приаргунья. Более того, нижние свиты (сланцевая и карбонатная) этого комплекса в других районах стали именоваться кадаинскими и, таким образом, разрез Кадаи стал как бы возрастным эталоном. Этот вывод базировался на двух положениях: во-первых, считалось, что полоса карбонатных пород Кадаинского района протягивается к поселку Михайловскому, где на них налегает сланцевая свита; во-вторых, подчеркивалось, что на Кадаинском участке отсутствуют пелитовые алевролиты, характерные для верхних горизонтов алтачинской сланцевой свиты.

Учитывая изолированность и некоторые отличия литологии Кадаинского разреза, отнесение последнего к низам палеозойского комплекса, а тем более принятие его за возрастной эталон, представляется необоснованным. На данной стадии изучения его стратиграфическое положение не может считаться определенным.

К западу от поселка Михайловский наблюдаются серые (иногда несколько углистые) доломиты и доломитовые известняки быстринской свиты видимой мощностью 400—500 м. На них налегают различные интенсивно метаморфизованные сланцы и роговики. Значительный метаморфизм сланцевой свиты в этом участке объясняется контактовым воздействием Кадаинского гранитоидного массива. В некотором удалении от контакта эти породы представлены слабо метаморфизованными глинистыми и филлитовидными сланцами, которые и составляют нижнюю часть алтачинской свиты.

В этой свите Г. Б. Митичем выделялись (снизу вверх): 1) подсвита метаморфизованных глинистых и филлитовидных сланцев; 2) песчано-сланцевая подсвита; 3) подсвита метаморфизованных глинистых алевролитов. Последняя характерна лишь для полосы Нерчинский Завод — с. Явленское; выклиниваясь у поселка Нерчинский Завод, она в значительной мере фациально замещает нижележащую сланцевую подсвиту.

Петрографическое изучение пород алтачинской свиты охарактеризованного района показывает, что они существенно не отличаются от пород этой свиты более юго-западных участков. Следует подчеркнуть, что в удалении от интрузивных масс породы этой свиты отличаются весьма слабой степенью метаморфизма.

В алтачинской свите встречаются линзовидные прослои слоистых и массивных мраморизованных известняков и доломитовых известняков, имеющих иногда оолитовое сложение. Мощность этих прослоев в некоторых (редких) случаях достигает 100—150 м. Общая мощность свиты алтачинских сланцев на участке сел Явленское — Михайловка — Нерчинский Завод 2000 м.

Выше согласно залегает нерчинскозаводская свита, сложенная доломитами и в различной степени доломитизированными известняками; чистые кальцитовые разности имеют здесь резко подчиненное развитие. Среди карбонатных разновидностей отсутствуют сколько-нибудь выдержанные стратиграфические горизонты определенного состава.

В окрестностях поселка Горный Зерентуй в нижних горизонтах свиты установлена пачка пород мощностью 50—100 м, а иногда и более, в которой чередуются слабо метаморфизованные углисто-глинистые, глинистые и углистые известняки. Кроме того, в различных частях разреза встречается ряд прослоев глинистых, углисто-глинистых сланцев и мергелистых пород мощностью до 30—40 м. Среди карбонатных пород нерчинскозаводской свиты широко развиты брекчированные и особенно окварцованные разности. Мощность этой свиты, по данным Н. С. Горшкова, примерно 1100 м; А. А. Локерман определяет ее в 1400—1500 м.

В низах нерчинскозаводской свиты, а также в карбонатных прослоях среди алтачинских сланцев были обнаружены онколитовые и строматолитовые образования, которые, по заключению А. Г. Володина, определяют возраст пород, их заключающих, в пределах от среднего кембрия до ордовика включительно.

Н. В. Шталь и В. С. Кормилицын (1953—1954 гг.) высказали мнение, что между песчано-сланцевой алтачинской и карбонатной нерчинскозаводской свитами устанавливаются постепенные переходы с нарастающим роли карбонатных компонентов; нерчинскозаводская свита ими подразделена на воздвиженскую, резановскую и верхнюю подсвиты. К последней отнесена также вышележащая благодатская свита, которая, как это сейчас установлено, отделена от нижнепалеозойского комплекса угловым несогласием. Алтачинская свита подразделена этими исследователями на две части: нижнюю, представленную алевролитами с прослоями песчаников, сланцев и линзами карбонатных пород, и верхнюю, характеризующуюся переслаиванием алевролитов и глинистых сланцев.

К югу от Мальцевско-Килгинского рудника выделено большое поле песчано-сланцево-эффузивных отложений среднего палеозоя. В 1955 г. породы этого участка Т. А. Лутковской были отнесены даже к юрским образованиям.

Более поздние исследования В. Н. Козеренко, А. А. Локермана и Н. И. Пархомца, а также анализ детальных структурных карт этого участка (Н. С. Горшков, В. А. Федоровский, К. Д. Шолкин и др.) показали, что такие стратиграфические подразделения ошибочны. В толще, которая необоснованно была отнесена к среднему палеозою (и даже к юре), были обнаружены нижнепалеозойские (кембрийские) споры. Установлено, что порфириоиды и порфиритоиды, которые рассматривались как эффузивные и туфогенные породы, входящие в осадочно-вулканогенную свиту, на самом деле являются более молодыми образованиями, прорывающими нижнепалеозойский комплекс. Выделение отмеченных выше подсвит в алтачинской и нерчинскозаводской свитах также не подтвердилось.

В результате работ последнего времени удалось составить относительно детальные разрезы в некоторых участках распространения алтачинской свиты. Так, в районе падей Артемьевка — Алтач, по данным Г. И. Князева, выявляется следующий разрез (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Пачка хлоритовых, серицито-хлоритовых сланцев с маломощными прослоями песчаных сланцев. Мощность ее не установлена | 30 м. |
| 2. Прослой карбонатных пород | |
| 3. Пачка филлитовидных сланцев и метаморфизованных песчаных сланцев | 500 „ |
| 4. Пачка метаморфизованных песчаников и песчаных сланцев с прослоями филлитов | 50 м. |
| | 8* |

- | | |
|--|-----------|
| 5. Пачка филлитовидных, хлоритовых, глинисто-хлоритовых зеленовато-серых сланцев с прослоями мелкозернистых песчаников | 300—500 м |
| 6. Тонкополосчатые местами листоватые филлиты | 100 „ |
| 7. Песчаные сланцы, мелкозернистые песчаники с прослоями филлитов | 80—100 „ |
| 8. Пачка чередующихся филлитов, метаморфизованных мергелистых сланцев, углистых карбонатных пород. Ее мощность и состав изменчивы. Средняя мощность свиты 300 м. | |

Г. И. Князев выражает мнение, что алтачинская свита здесь имеет опрокинутое залегание. А. А. Локерман и другие исследователи считают, что свита залегает нормально.

В районе с. Явленское, по данным А. А. Локермана, широко развиты темно-серые до черных, иногда зеленоватые, слоистые и реже массивные алевролиты, изредка переходящие в алевролитовые песчаники. В алевролитах наблюдается несколько выдержанных зон длиной до 5 км и мощностью до 400 м, в которых преобладают темно-серые доломитовые известняки. Реже наблюдаются также выдержанные прослои мелкозернистых кварцевых песчаников, отличающихся от вмещающих пород своей более светлой окраской, и маломощные прослои пестрых глинистых сланцев и мергелей.

Палинологический анализ образцов спор алтачинской свиты (из коллекций А. А. Локермана), произведенный Ю. А. Алюшинским (ВСЕГЕИ), выявил в них следующие формы: *Bothroligotriletes exasperatus* Tim., *Trachyoligotriletes nevelensis* Tim., *Tr. incrassatus* (Naum.) Tim., *Tr. minutus* (Naum.) Tim., *Tr. obsoletes* (Naum.) Tim., *Leioligotriletes minutissimus* (Naum.) Tim., *Protoleiosphaeridium sorediformis* Tim., *Pr. indefinicum* Tim.

Ю. А. Алюшинский пришел к выводу о том, что возраст пород, заключающих эти споры, является средне-верхнекембрийским, причем им отмечается, что некоторые виды спор встречаются в ордовике, но соотношение видов там другое.

Исследования последних лет позволили в ряде участков уточнить разрез вышележащей нерчинскозаводской свиты, которая залегает согласно на алтачинской свите и местами, например вблизи пади Монастырской, без резких переходов.

В основании свиты, по данным А. И. Кулагашева, залегают темно-серые, местами сильно углистые доломитовые известняки мощностью свыше 200 м, которые вверх по разрезу и по простираанию сменяются более светлоокрашенными разностями. Выше по разрезу встречаются линзы углисто-глинистых и глинистых сланцев. Мощность их в раздувах редко превышает 30—40 м.

Значительная часть разреза нерчинскозаводской свиты описана в районе падей Решица и Манзурка к северо-западу от поселка Березовка. Здесь, по данным А. А. Локермана (1957), залегают (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. Известняки мергелистые, светло-серые, слоистые, местами перемежающиеся с массивными серыми доломитовыми известняками | 100 м |
| 2. Известняки доломитовые и доломиты серые, массивные, местами мраморизованные и залеченные по трещинам белым кальцитом | 300 „ |
| 3. Черные углистые тонкослоистые известняки и углисто-мергелистые сланцы | 50 „ |
| 4. Конгломераты, состоящие из хорошо окатанных галек, размером 1—5 см, известняков серой и темно-серой окраски и известковисто-глинистого цемента типа заполнения пор. Этот горизонт прослежен на 3—4 км и является маркирующим | 3—12 „ |
| 5. Известняки доломитовые, массивные, светло-серые и серые | 400 „ |

Верхние горизонты нерчинскозаводской свиты обнажены на участке пади Грязной и на горе Благодатской.

Этот участок является единственным местом в Восточном Забайкалье, где обнаружена нижнесилурийская фауна. Видимая мощность толщи доломитовых известняков на горе Благодатской около 300 м. Горными работами доказано, что карбонатная толща этого участка представляет собой верхнюю часть нерчинскозаводской свиты и несколько опрокинута на юго-запад. В доломитовых известняках наблюдаются линзовидные прослои углисто-глинистых и глинистых сланцев, иногда обогащенных туфовым тонкообломочным материалом кислого состава.

В самой верхней части этой толщи, на северном склоне горы Благодатской, залегают плитчатые мергелистые известняки красноватой окраски, мощность которых колеблется от 20 до 50 м. Венчает разрез нерчинскозаводской свиты пачка зеленоватых и красноватых, мергелистых и глинисто-мергелистых сланцев мощностью 50—60 м, в нижней части которой наблюдаются линзовидные прослои (мощностью до 5 м) доломитового известняка светло-серого цвета и конгломерата, состоящего из мелких (до 1,5 см) хорошо окатанных галек карбонатных пород и иногда кремней, заключенных в песчано-глинистом цементе. В этом горизонте изобилуют обломки раковин. Местами линзовидные прослои почти целиком сложены такими обломками. Здесь А. А. Локерманом и Н. И. Пархомцем (1957) собраны органические остатки, среди которых Е. А. Иванова (ПИН АН СССР) определила *Tuvaella račkowski* Tschern. Эта форма, по ее заключению, указывает на венлокский ярус силура. Среди органических остатков из этого же горизонта В. Э. Кырвелом (при консультации О. И. Никифоровой, ВСЕГЕИ) определены: *Stegerhynchus decemplicatum* Sow. var. *angasiensis* Tschern., *Spirifer* cf. *pedaschenkoi* Tschern., *Leptaena* cf. *rhomboidalis* Wilck., *Dalmanella* sp., *Stropheodonta* sp., *Camarotoechia* sp., *Atrypa* sp., *Spirifer* sp.

В. Э. Кырвел подтверждает вывод Е. А. Ивановой о принадлежности пород, заключающих эти органические остатки, к нижнему силуру, а форма *Tuvaella račkowski* Tschern. уточняет эти выводы и позволяет отнести горизонт, из которого собрана фауна, к венлокскому ярусу.

Образцы спор, отобранные в верхней части нерчинскозаводской свиты, в районе поселков Благодатский, Горный Зерентуй и Березовка были изучены в спорово-пыльцевой лаборатории Львовского университета. Здесь Е. З. Исагуловой определены: *Archaeopylomina incrassata* Naum., *A. tenella* Naum., *Rugosima furcata* Naum., *Marginata minuscula* Naum., *M. subverruculata* Naum., *Hystriospheridium glabrum* Naum., *Psophosphaera tenuis* Naum., *Psophosphaera minuta* Naum., *Archaeoalveolata scabra* Naum., *Archaeosacculina decora* Naum., *A. explanata* Naum., *A. elongata* Naum.

Комплекс спор, по заключению Е. З. Исагуловой, аналогичен спектру спор, характерных для братской свиты Сибирской платформы, описанной С. Н. Наумовой, возраст которой по фаунистическим остаткам датирован как верхний ордовик — нижний силур*.

* Б. В. Тимофеев считает (по предварительному определению нескольких образцов из нерчинскозаводской свиты), что в комплексе спор имеются формы, относящиеся к синию — нижнему кембрию. Это противоречит палеонтологической характеристике нерчинскозаводской свиты (прим. ред.).

В районах северо-восточного Приаргунья разрезы нижнепалеозойского комплекса схематично описаны А. А. Смирновым и другими геологами в 1940—1942 гг. Здесь им выделены «нерасчлененные отложения докембрия и нижнего палеозоя», представленные четырьмя свитами (снизу вверх):

1) свитой метаморфических сланцев и парагнейсов общей мощностью не менее 1500 м;

2) толщей кварцитов, стратиграфическое положение которых не вполне ясно. Предполагают, что кварциты представляют собой «фазию толщи метаморфических сланцев» и не имеют широкого распространения, залегая в виде линз;

3) мощной карбонатной свитой, содержащей прослойки песчаников и сланцев и залегающей на метаморфических сланцах. Известняки синхронизируются с быстринскими известняками, содержащими фауну кембрия;

4) согласно залегающей на нижележащих толщах свитой метаморфических песчаников и сланцев, содержащих в низах маломощные прослойки известняков.

В обрывистом берегу р. Аргуни, у села Н. Верея, А. А. Смирнову удалось составить относительно детальный разрез карбонатной свиты. Здесь обнажены (снизу вверх):

1. Известняки светло-серые, интенсивно мраморизованные на контакте с гранитоидами	200 м
2. Известняки слоистые темно-серые, содержащие тонкие прослойки тремолитовых сланцев	200 „
3. Песчаники светло-серые, средне- и крупнозернистые кварцитовидные	200 „
4. Пачка чередующихся песчаников и сланцев с прослоями известняков (мощность прослоев 1—13 м)	56 „
5. Известняки массивные, светло-серые	30 „
6. Известняки и доломиты белые, оталькованные с прослоями тальковых сланцев	80 „
7. Известняки серые, мраморовидные	50 „
8. Сланцы темно-серые с маломощными прослоями серых известняков	40 „
Суммарная мощность свиты 800—900 м.	

Породы этой свиты интенсивно мраморизованы, местами катаклизированы и брекчированы, иногда сильно окремнены. Широкое развитие, особенно в зонах контакта с гранитоидными массивами, получил процесс тремолитизации. В непосредственной близости к интрузивам проявляются процессы скарнирования, актинолитизации и образования пород, обогащенных оливином.

В 1952 г. аналогичный разрез на этом же участке и к западу от него описан А. М. Лейтесом и И. И. Вишневской (Арсеньев, Буфф, Лейтес, 1958). Эти исследователи приходят к выводу о наличии резкого несогласия между докембрийскими образованиями, к которым они относят выделенные А. А. Смирновым первую и вторую толщи, и вышележащими мощными карбонатными отложениями, относимыми к кембрию. Они также склонны признавать наличие перерыва на границе между кембрийской толщей и налегающими на нее ушмунскими сланцами. Последние условно относятся ими к кембро-силуру.

Сходный разрез описан В. Н. Рудневым (1931) в крайней юго-западной части Приаргунской полосы, в районе населенных пунктов Назаровского, Шарасун, Дырбылкейского. Этот разрез несколько детализирован Д. С. Соколовым и др. Здесь установлены:

1) нижняя свита метаморфических сланцев и песчаников с прослоем рассланцованных конгломератов;

2) толща карбонатных пород с прослоями и линзами метаморфизованных глинистых и известковистых сланцев. Мощность свиты не менее 1000 м. Н. И. Толстихин считает, что эти известняки аналогичны быстринским;

3) нижнепалеозойский разрез этого участка венчается свитой тонкосланцеватых «шелковистых филлитов», переходящих вверх в мелкозернистые метаморфизованные песчаники и, наконец, опять в различные метаморфизованные глинистые сланцы.

Большой интерес представляют разрезы нижнепалеозойского комплекса, составленные в Газимурозаводском районе. В 1931 г. М. В. Бесова в бассейне р. Быстрой (по пади Шира) обнаружила археоциаты, характерные для нижнего отдела кембрия.

Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий (1940), производившие геологосъемочные работы на обширной площади в пределах Газимурозаводского района, параллелизуют быстринские фаунистически охарактеризованные карбонатные породы со свитой аналогичного состава, широко развитой на исследованной ими площади. Этими исследователями к кембрийским отложениям отнесена также мощная карбонатная свита, аналогичная нерчинскозаводской толще и занимающая более высокое стратиграфическое положение.

Выше карбонатных отложений кембрия Е. В. Павловским и И. В. Лучицким выделяется свита ушмунских метаморфических сланцев и песчаников, отличающихся большим метаморфизмом пород, чем обнаруженная в этом же районе ильди́канская свита, которая в своей нижней части относится к нижнему девону. Ушмунская свита характеризуется значительной мощностью и условно (Е. В. Павловским и И. В. Лучицким) относится к ордовику.

М. Н. Барцевой в конце сороковых годов в районе Кулиндинских приисков установлена мощная, существенно карбонатная толща, ниже которой залегает свита глинисто-хлорито-серицитовых сланцев и метаморфизованных песчаников значительной мощности. Сланцы залегают в ядре выявленной здесь брахиантиклинальной структуры и согласно перекрываются карбонатными породами; между свитами наблюдаются постепенные переходы, выраженные в развитии сланцев, сильно обогащенных карбонатным веществом. Метаморфические сланцы и песчаники, по заключению М. Н. Барцевой, аналогичны породам ушмунской свиты.

В самых верхних горизонтах карбонатной свиты Кулиндинских приисков (падь Боярчиха) встречаются прослои красно-бурых мергелистых сланцев, характерных для верхней части нерчинскозаводской свиты, развитой в Приаргунье. Здесь же развиты розовые известняки, подобные тем, которые известны в самых верхах нерчинскозаводской свиты; образцы этих известняков были изучены в палинологической лаборатории Львовского университета. В них Е. З. Исагуловой (1958) определены следующие споры: *Hystriosphæridium mutabilis* N a u m., *Trachyaletes solidus* N a u m., *Trachyaletes minutus* N a u m., *Acantholetes incompletus* N a u m., *Lopholetes rugosus* N a u m. var. *minor* N a u m., *Leioletes microrugosus* N a u m. По данным С. Н. Наумовой они характеризуют отложения от ордовика и моложе.

Е. З. Исагулова считает, что возраст исследованных ею образцов относится к ордовику — силуру, что согласуется с геологическими дан-

ными, так как стратиграфически выше в разрезе рассматриваемого района установлен фаунистически охарактеризованный нижний девон.

Таким образом, Е. В. Павловским и И. В. Лучицким описана лишь нижняя часть нижнепалеозойского комплекса Газимурозаводского района. Данные последних лет подтвердили вывод М. Н. Барцевой о наличии здесь верхней карбонатной толщи, синхроничной нерчинскозаводской свите Приаргуныя. В работе Е. В. Павловского и И. В. Лучицкого указывается, что соотношения ушмунских сланцев с нижележащими свитами не выяснены, и лишь по некоторым косвенным признакам авторами предполагается значительный перерыв и несогласие между этими комплексами и приуроченность к нему интрузии гранито-гнейсов. Возраст сланцевой свиты определялся ее более высоким стратиграфическим положением по сравнению с комплексом, который датируется этими исследователями как протерозой — нижний кембрий и более древним ее возрастом по отношению к фаунистически охарактеризованным отложениям, которые относились к силуру — девону. Аналогичный разрез описан И. И. Катущенком и М. С. Нагибиной (1945) в верхнем течении р. Урюмкана. Здесь ими выделяется комплекс, относимый к протерозой — нижнему кембрию и состоящий из трех свит: нижней, представленной парагнейсами и кристаллическими сланцами, средней — кварцевой и верхней — карбонатной. Выше залегает ушмунская свита филлитов, песчаных сланцев и песчаников. Многочисленными наблюдениями последних лет установлено согласное залегание ушмунской сланцевой свиты на нижележащей карбонатной.

В. П. Маслов и А. Д. Зиновкин описали в бассейне р. Даи аналогичный разрез древнейших толщ (1940). Здесь на докембрийских кристаллических сланцах, гнейсах и кварцитах залегает мощная карбонатная толща. По описанию Е. В. Павловского и И. В. Лучицкого (1940), в непосредственной близости к бассейну р. Быстрой, где установлены (М. В. Бесовой) фаунистически охарактеризованные отложения, находится мощная карбонатная свита. Известняки кембрийской толщи обычно перекристаллизованы и часто превращены в чистые средне- или крупнозернистые мраморы. Породы имеют различные тона серой окраски и состоят из крупных зерен кальцита и немногочисленных зерен доломита и кварца; они часто окремелые.

М. В. Бесовой и И. В. Лучицким (19386) в карбонатной свите наблюдаются битуминозные с запахом известняки. Мощность толщи 1000 м.

Археозоиаты, обнаруженные М. В. Бесовой в пади Ширы, по определению А. Г. Вологодина, относятся к древнейшим родам, характеризующим нижний отдел кембрия.

В 1957 г. Н. П. Михно составил схематический разрез нижней части нижнепалеозойского комплекса на водоразделе между реками Быстрой, Широю и Золою, а также в ряде участков бассейна рек Золы и Тайны. Им выделяются следующие горизонты (снизу вверх):

- | | |
|--|--------|
| 1. Сланцы известково-глинистые и известково-хлоритовые с прослоями мелкозернистых песчаников. Видимая мощность | 1500 м |
| 2. Толща массивных, реже слоистых и брекчиевидных известняков и доломитов | 1500 „ |

Для нижней сланцевой толщи характерна вишнево-красная и зеленоватая окраска и ленточное строение. В породах этой толщи наблюдается тонкое переслаивание пород первично-глинистого и карбонатного.

состава. Кроме того, встречаются прослои желтовато-серых мелкозернистых, часто слоистых песчаников. Вышележащая толща состоит из известняками и доломитами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Отдельные горизонты содержат многочисленные остатки крупных водорослей типа *Collenia* и реже мелкие обломки строматолитов, которые определить не удалось.

В большинстве случаев известняки и доломиты полностью перекристаллизованы и превращены в мраморы массивной, реже полосчатой текстуры. В бассейне р. Быстрой породам этой толщи подчинены покровы трахитов, однако они являются, вероятно, более поздними образованиями силлового характера.

В известняках на левом склоне долины р. Золы (ниже устья пади Кучугурной), положение которых в разрезе не совсем ясно, Н. П. Михно собраны многочисленные органические остатки, изученные А. Г. Вологдиным. Им определены следующие археоциаты: *Tersia nodosa* Vologd., *T. curvata* Vologd., *T. reticulata* Vologd., *T. demissuscula* Vologd., *T. adhaesiva* Vologd. sp. nov., *T. aggesta* Vologd. sp. nov., *Protopharetra laquesta* Vologd., *Protopharetra* sp., *Ajacycyathus* sp., *Archaeolyntus cylindricus* Vologd. sp. nov., *Archaeolyntus* sp., *Dyctyocyathus tenuis* Vologd. sp. nov., *Leecyathus mikhnoi* Vologd., *Ascoyathus insignis* Vologd. gen. et sp. nov., *Mikhnocyathus zolaensis* Maslov, *Coscinocyathus* cf. *howelli* Vologd.; губки — *Gallatinospongia* sp.; водоросли — *Epiphyton fruticosum* Vologd., *E. tenue* Vologd., *Renalcis granosus* Vologd. и др.

По первоначальному заключению А. Г. Вологодина, сделанному на основании предварительных определений части коллекции археоциатов, губок и водорослей из сборов геолога Н. П. Михно (1955—1956 гг.), возраст пород был определен как низы среднего кембрия. Археоциаты здесь представлены сплошь новыми видами, но на средний кембрий могли указывать лишь три вида водорослей и один вид губок. В результате дополнительных исследований как старых, так и более поздних сборов фауны Н. П. Михно и И. Н. Тихомирова, возраст верхов быстринской свиты А. Г. Вологдин признал нижнекембрийским, но не древнее низов ленского яруса.

Однако, согласно А. Ю. Розанову, эти виды археоциатов характерны для верхов алданского яруса нижнего кембрия геосинклинальных областей Западной Сибири. Кроме вышеописанных видов археоциатов, в известняках р. Золы в 1959 г. Г. И. Князевым найдены трилобиты *Redlichia tuberculata* Рокр., *Redlichia* sp., *Hebediscus* sp., *Sayanaspis modesta* Рер., *Proerbia quadratica* Рокр., которые, по мнению определявшей их Л. Н. Репиной, с несомненностью устанавливают нижнекембрийский возраст рассматриваемых известняков.

Таким образом, нижнюю часть нижнепалеозойского разреза Газимурозаводского района следует относить к нижнему кембрию.

Вышележащая ушмунская толща характеризуется Е. В. Павловским и И. В. Лучицким (1940) следующим образом: «к нижним частям свиты относятся среднезернистые песчаные сланцы, кремнистые сланцы и прослои серых известняков. Вся остальная и большая часть разреза составлена чередованием песчаных сланцев различной крупности зерен (средне- и мелкозернистые) с филлитовидными сланцами. Мощность свиты может быть оценена совершенно условно во многие сотни метров».

Среди пород свиты наиболее распространены песчаники и песчаные сланцы, далее сланцеватые аркозы, филлитовидные и серицитовые сланцы, известняки. Для песчаников характерен обломочный материал, состоящий в основном из кварца. Цемент пород в большинстве случаев представлен агрегатами вторичного кварца, чешуек хлорита, серицита. В ряде случаев породы свиты подверглись контактовому метаморфизму. Лишь на контакте с вышележащей карбонатной свитой выделяются своеобразные сланцы, сильно обогащенные карбонатным веществом. Общая мощность ушмунской свиты определяется в 1,5—2,0 км*.

Породы вышележащей карбонатной толщи представлены в основном светло-серыми мелкозернистыми доломитовыми известняками, часто окварцованными, иногда встречаются слоистые разности, широко распространены карбонатные породы с брекчиевой и крупнооолитовой текстурами. Карбонатные породы с крупнооолитовой текстурой распространены по р. Ильдикану, правому притоку р. Газимура. При микроскопическом их изучении В. П. Масловым установлены остатки водорослей *Osagia* (Павловский и Лучицкий, 1940). Остатки микрофлоры, собранные здесь М. Н. Барцевой, относятся к строматолитам и онколитам и тождественны остаткам, обнаруженным в известняковых прослоях алтачинской свиты и низах нерчинскозаводской толщи юго-восточной Приаргунской зоны. Обнаруженные здесь водоросли тождественны тем, которые описаны в дурномисской свите Туруханского района, относящейся к верхам среднего кембрия, однако, по мнению А. Г. Вологодина, не исключена возможность, что возрастные границы свиты, содержащей водоросли, должны быть подняты до ордовика включительно. Общая мощность карбонатной толщи исчисляется М. Н. Барцевой в 1200—1500 м.

Анализ и обобщение материалов по стратиграфии нижнепалеозойского комплекса Газимурозаводского района и прилегающих участков позволяют прийти к следующим основным выводам: в пределах этой территории выделяется мощная карбонатная толща, содержащая в верхней своей части фауну нижнего кембрия. Ниже располагаются глубоко метаморфизованные породы, представленные кварцитами, кристаллическими сланцами и гнейсами. Они с достаточным основанием относятся сейчас к докембрию. Выше этой толщи залегает мощная, существенно сланцевая ушмунская свита. Самые верхние горизонты этой свиты, по-видимому, удалось описать в районе Кулиндинских приисков, где на них залегает мощная карбонатная свита. Таким образом, разрез нижнего палеозоя Газимурозаводского района аналогичен нижнепалеозойским разрезам более юго-восточной приаргунской полосы.

Нижнепалеозойские разрезы Приаргунья и Газимурозаводского района по палеонтологическим и стратиграфическим данным являются в настоящее время для Восточного Забайкалья опорными; только в этих

* В 1958 г. геологом В. А. Гуниным в ушмунской свите на правом берегу р. Газимура обнаружена фауна очень плохой сохранности. По мнению В. Л. Сысоева, «формы очень напоминают некоторых представителей рода *Salterella* из кембрия Мексики, США и Гренландии. З. Г. Балашов пришел к выводу, что здесь имеются прямые наутилоиды, по-видимому, относящиеся к роду *Volborthella* Schmidt. Представители этого рода известны в северо-западных районах СССР в нижнем кембрии, а в Чехословакии — в среднем кембрии.

Эта находка, а также комплекс спор и остатков строматолитов позволяют отнести большую часть ушмунской свиты к кембрию (прим. ред.).

участках обнаружены как фаунистические остатки, так и остатки водорослей и спор, и именно в этих районах составлены наиболее детальные разрезы. Данные, полученные в результате определения строматолитов и онколитов, полностью укладываются в стратиграфическую схему, разработанную на основании фаунистических находок и путем сопоставления разрезов и определения спор. Как в Приаргунье, так и в Газимурозаводском районе они являются важным дополнительным фактором для определения стратиграфического положения свит нижнепалеозойского разреза.

В междуречье Шилки и Аргуни описан разрез нижнепалеозойских отложений, в основных чертах аналогичный разрезу Приаргунья и Газимурозаводского района. Выше толщи метаморфических сланцев, в которых в бассейне р. Шилки (по р. Годой) обнаружены споры, указывающие на докембрийский возраст пород, по данным Ю. Ф. Мисника (1958), согласно залегает мощная карбонатная свита. В распределении различных разновидностей пород не удается выявить их определенной приуроченности к тем или иным стратиграфическим горизонтам. Так, по р. Шилке, в окрестностях поселка Шилкинский Завод, развиты доломитовые известняки и особенно доломиты, а на правобережье р. Шилки, в бассейне рек Чалы, Улейгича и Береи, эта же толща состоит из чисто кальцитовых разновидностей. Видимая мощность ее на различных участках составляет 700—750 м. В верхних горизонтах этой свиты выявлены прослои песчаных, углистых, иногда графитистых сланцев мощностью от 40 до 100 м. Общая мощность этих пород не превышает 150 м.

Наибольшее распространение карбонатная свита имеет в верхнем и среднем течении р. Будюмкана, в среднем течении р. Урюмкана (район с. Зерен), на Газимуро-Урюмканском водоразделе и на правобережье р. Газимура. Породы этой свиты выходят в ядрах крупных антиклинальных структур, обладающих крутыми падениями на крыльях и четко выраженной брахиформностью. Представлены они преимущественно массивными серыми доломитами, доломитовыми и чистыми известняками. В верхних горизонтах свиты развиты темно-серые известняки и доломитовые известняки, окрашенные углистым веществом, иногда перекристаллизованным и превращенным в мелкочешуйчатый графит. В них встречаются слоистые текстуры с чередованием тонких прослоев темно- и светлоокрашенных карбонатных пород.

В самых верхних горизонтах появляются маломощные (до первых метров) прослои углистых филлитовидных сланцев. В породах карбонатной толщи в незначительном количестве встречаются графит, пирит и магнетит и в ничтожных количествах присутствуют угловатые зерна кварца. На контактах с гранитоидными массивами породы местами скарнированы. Мощность карбонатной свиты, по данным С. М. Синицы, 800—1200 м. Стратиграфически выше карбонатной толщи залегает песчано-сланцевая свита, названная в окрестностях поселка Газимурский Завод ушмунской. Она также широко распространена и к северо-востоку в области междуречья Шилки и Аргуни.

Ушмунская свита согласно залегает на нижележащей карбонатной. Так, на участке по пади Шемели А. М. Шадриным и И. С. Агафоновой отмечена крупная брахиантиклинальная структура, в ядре которой залегает карбонатная толща мощностью около 1 км, а крылья ее сложены песчано-сланцевыми отложениями ушмунской свиты. На северо-западном крыле этой антиклинали, в приосевой части Газимурского хребта, канавами вскрыта зона контакта и выявлено согласное залегание угли-

стых филлитовидных сланцев ушмунской свиты на толще карбонатных пород.

В осевой части Газимурского хребта, на водоразделе рек Мульдай и Будюмкан, обнаружена почти изометрическая в плане брахиантиклинальная складка, в ядре которой залегают породы карбонатной свиты, согласно перекрываемые отложениями ушмунской песчано-сланцевой свиты. Подобные же соотношения этих свит выявлены и в других местах.

В бассейне среднего и частично нижнего течения р. Газимура, а также в бассейнах р. Будюмкана и верхнего течения р. Урюмкана ушмунская свита представлена переслаивающимися песчаниками и кварцево-сланцевыми сланцами, мощность прослоев которых колеблется от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров. В резко подчиненном количестве встречаются прослой светло-серых доломитов, мощностью также от нескольких сантиметров до 80 м, и единичные прослой известняков и углистых известняков, содержащих неопределимые остатки сине-зеленых водорослей. Песчаники, встречающиеся примерно в равных количествах со сланцами, представлены существенно кварцевыми мелко- и среднезернистыми разностями, часто переходящими в алевро-псаммитовые и алевролитовые породы.

На контакте песчаников и сланцев иногда наблюдаются следы местных перемылов. Так, в пади Курлея отмечен прослой осадочной брекчии мощностью 15 см, состоящей из уплощенных обломков, сцементированных полимиктовым песчаником. Обломки представлены угловатыми зернами кварца, песчанистого известняка, редко полевыми шпатами и небольшим количеством углистого филлита и мелкозернистого кварцитовидного песчаника. В сланцах иногда наблюдаются мелкие знаки волноприбойной ряби.

В карбонатных прослоях ушмунской свиты иногда существенное значение (до 20% объема) имеет обломочный алевропелитовый материал. Видимая мощность свиты (неполная) 1600—1700 м.

Образцы пород, взятые из этой свиты, изучались в лаборатории Львовского университета. Е. З. Исагуловой в них определены споры *Hystriosphæridium* sp., характерные для среднего и верхнего кембрия и ордовика, а также форма *Leioaletes minutissimus* Naum., известная во всех отделах кембрия.

Е. З. Исагулова подчеркивает, что спектр обнаруженных здесь спор аналогичен тому, который выявлен в алтаинской свите Приаргунья и что в этом комплексе спор встречаются формы, характерные только для среднего и верхнего кембрия и ордовика. Следовательно, отложения ушмунской свиты можно отнести к среднему — верхнему кембрию и, возможно, низам ордовика.

Аналогичная по стратиграфическому положению свита широко распространена непосредственно к северу от описанного района по р. Шилке, у с. Горбицы, в бассейне р. Шальдемара, ниже устья р. Черной (по р. Шилке), в бассейне нижнего течения р. Газимура, по падам Дыренская Какталга и Тамчека. Отличительной особенностью этой свиты, которая и здесь именуется ушмунской, является резко повышенная степень метаморфизма ее пород. Эта особенность пород ушмунской свиты и послужила главным основанием для отнесения ее к докембрию. Исследованиями последних лет установлено, что высокая степень метаморфизма пород свиты связана с влиянием широко распространенных каледонских интрузий. У с. Горбицы свита сложена амфиболо-гранатовыми, кварцево-биотито-мусковитовыми кристаллическими сланцами и

кварцитовидными углистыми сланцами. Амфиболо-гранатовые сланцы представляют собой полосчатую породу зеленовато-серого цвета, состоящую из радиально-лучистых агрегатов тремолита и зерен граната. Кварцево-мусковито-биотитовые сланцы характеризуются тонкой полосчатостью, обусловленной чередованием полосок, обогащенных кварцем, с полосками существенно мусковито-биотитового состава.

Метаморфизм пород вблизи интрузий выражается в появлении силлиманита и чешуек «поперечной слюды». Местами проявляется турмалинизация и мусковитизация, причем мусковит развивается в ряде случаев по силлиманиту. В приконтактовых зонах во вмещающих породах появляется большое количество граната и ставролита и образуются широкие зоны инъекционных гнейсов. В менее метаморфизованных разностях пород, изученных в палинологической лаборатории Львовского университета, выявлено значительное количество спор, среди которых Е. З. Исагулова определила: *Hystrichosphaeridium simplex* Naum., *Hystrichosphaeridium longispinosum* Eis., *Leioaletes minutissimus* Naum., *Trachyaletes obsoletes* Naum., *Leioaletes crassus* Naum., *Hystrichosphaeridium operculatum* Tim., *Trachyaletes minutus* Naum. и др.

Комплекс обнаруженных здесь спор, по заключению Е. З. Исагуловой, аналогичен выявленному в алтачинской свите Приаргунья и характеризуется лишь большим количеством и разнообразием форм. Породы, заключающие их, относятся к среднему — верхнему кембрию и, возможно, ордовика. Мощность ушмунской свиты на данном участке около 2000 м. Выше согласно залегает мощная карбонатная свита. Наиболее широко распространена она на участке какталгинского известнякового поля, располагающегося в нижнем течении р. Газимура, между падами Дырэнская Какталга, по рекам Аркия и Шилка, между устьями рек Черной и Горбицы и в других местах. Свита названа какталгинской.

Установлено согласное залегание пород какталгинской свиты на отложениях ушмунской свиты, а также постепенный переход одной свиты в другую.

В верхних горизонтах ушмунской свиты появляются маломощные прослой и линзы черных углистых известняков, в низах же какталгинской свиты наблюдаются небольшие прослой углистых кварцито-сланцев мощностью до 100—150 м. Какталгинская свита сложена белыми и серыми мраморизованными и доломитовыми известняками. В низах свиты в некоторых местах залегает пачка черных углистых известняков мощностью до 100—150 м, однако эти карбонатные породы по простиранию замещаются более светлоокрашенными разностями. По падам Большая и Малая Ланская и р. Аркия (левые притоки р. Газимура), а также по пади Сивачукан (правый приток р. Шилки) выявлены графитоносные известняки, характерные для контактовых зон интрузивных пород; мощность какталгинской свиты (приблизительно) 1400 м. В образцах, взятых из этой свиты, в палинологической лаборатории Львовского университета Е. З. Исагулова определила: *Lophoaletes zalleskyi* Naum., *Lophoaletes rugosus* Naum. var. *minor* Naum., *Trachyaletes solidus* Naum., *Trachyaletes minutus* Naum., *Trachyaletes obsoletes* Naum., *Leioaletes simplicissimus* Naum., *Leioaletes minutissimus* Naum., *Leioaletes microrugosus* Naum., *Leiospheridium eisenacki* Tim., *Archaeoletes conspersus* Naum., *Archaeoletes spectatissimus* Naum., *Archaeoletes antiquus* Naum., *Hystrichosphaeridium simplex* Naum., *Acanthoaletes incompletus* Naum.

По заключению Е. З. Исагуловой, комплекс спор определяет возраст изученных образцов какталгинской свиты в рамках ордовика-силура. Описанные споры характерны также для пород нерчинскозаводской свиты Приаргунья, в верхах которой найдена фауна венлокского яруса силура. В комплексе спор, обнаруженных в какталгинской свите, есть виды, типичные только для ордовика: *Archaeoletes antiquus* Naum., *Archaeoletes spectatissimus* Naum.

На карбонатных породах какталгинской свиты согласно залегают песчано-сланцевые, в различной степени метаморфизованные отложения. Наибольшее распространение они имеют в нижнем течении р. Газимура, между падами Аркия и Лугокан, а также по обоим берегам р. Шилки, на участке между устьями рек Горбицы и Воскресенской. В основании этой свиты (по р. Шилке), названной аркиинской, преобладают кварцитовидные песчаники и кварцито-сланцы. На левом скалистом склоне р. Шилки, в 1—2 км ниже с. Горбицы, на карбонатных породах какталгинской свиты залегают тонкослоистые кварцитовидные песчаники, слюдястые кварциты и кварцево-биотитовые сланцы. У поста Воскресенского (по р. Шилке) разрез аркиинской свиты начинается кварцитовидными песчаниками мощностью около 200—250 м, выше которых следует пачка кварцево-биотитовых сланцев и слюдястых кварцито-сланцев примерно той же мощности.

У с. Аркия в самых нижних горизонтах свиты наблюдаются кварцево-графитовые сланцы, которые вверх по разрезу сменяются кварцево-биотитовыми, слюдясто-гранатовыми и другими сланцами. На этом участке выявлено не только согласное залегание аркиинской свиты на нижележащей, но и постепенные переходы между ними: в верхних горизонтах какталгинской свиты появляются редкие маломощные прослой кварцево-графитистых и графитистых сланцев и кварцито-сланцев, число и мощность которых вверх по разрезу постепенно возрастает; в аркиинской существенно сланцевой свите намечаются лишь редкие и маломощные прослой графитистых известняков.

Породы аркиинской свиты характеризуются различной степенью метаморфизма, зависящей от близости к интрузивным породам. Наиболее интенсивные преобразования связаны с инъекционно-контактовыми воздействиями каледонских гранитоидных интрузивов. Эти процессы наиболее четко выражены в породах по пади Никольской (р. Шилка). В зоне, примыкающей к интрузивным телам, трудно отличить ортогнейсы от парагнейсов. Среди глубоко метаморфизованных разностей пород аркиинской свиты распространены силлиманито-мусковито-гранатовые, слюдясто-гранатовые и мусковито-силлиманитовые сланцы, обычно инъецированные гранитоидными породами. В менее метаморфизованных породах—кварцитах, кварцитовидных песчаниках и кварцито-сланцах — выявляются реликтовые алеврито-пелитовые и псаммитовые (изредка псефитовые) структуры. В этих породах обломочный материал состоит из зерен кварца, сцементированных мелкозернистым кварцевым агрегатом, образованным в результате раскристаллизации кремнистого цемента. Кроме кварца, в обломочном материале иногда встречаются пелитизированные зерна калинатровых полевых шпатов, а в цементе — скопления углистых частиц. В более метаморфизованных разностях пород появляются мелкие чешуйки мусковита и биотита. Видимая мощность свиты примерно 600—800 м.

Породы, слагающие свиту, были исследованы в палинологической лаборатории Львовского университета. Споры были обнаружены лишь

в трех образцах, среди них Е. З. Исагуловой определены: *Lophoaletes zalleskyi* Naum., *Acanthoaletes aciferus* Naum., *Acanthoaletes incompletus* Naum., *Acanthoaletes crassus* Naum., *Archaeoaletes mutabilis* Naum., *Archaeoaletes spectatissimus* Naum., *Leioaletes microrugosus* Naum.

Комплекс этих спор, по заключению Е. З. Исагуловой, показывает, что возраст пород, их заключающих, не древнее ордовика — силура. Учитывая, что нижележащая карбонатная свита по комплексу обнаруженных в ней спор и по сопоставлению с другими районами Восточного Забайкалья относится к ордовику и низам силура, аркинскую свиту можно считать силурийской; о наличии в ее составе более молодых отложений судить трудно. В расположенном недалеко Газимуровском районе, где выявляется аналогичный разрез нижнепалеозойских отложений (хотя устанавливаются лишь более низкие его горизонты), вышележащий комплекс, в котором обнаружена фауна верхов нижнего девона, представлен иной формацией и залегает, по-видимому, на нижележащих толщах с перерывом.

Нижнепалеозойские отложения агинского типа

Весьма трудной задачей является выделение древнейших и в том числе нижнепалеозойских свит в пределах Агинского палеозойского поля. Литологически однообразный состав палеозойских свит этого участка, крайняя бедность фаунистическими остатками (полностью относящихся к среднему палеозою), отсутствие четких маркирующих горизонтов и плохая обнаженность привели к тому, что стратиграфия палеозойских толщ этой территории разработана еще совершенно недостаточно.

До последнего времени в отложениях Агинского палеозойского поля были обнаружены лишь редкие находки фауны девона и нижнего карбона. В результате тематических исследований последних трех лет (1957—1960 гг.) в самых верхних частях песчано-сланцевых отложений рассматриваемого участка выявлены остатки флоры и фауны, на основании которых предполагается широкое развитие здесь отложений верхнего палеозоя и раннего мезозоя.

В пределах Агинского поля значительные площади заняты немymi отложениями, очень сходными с фаунистически охарактеризованными образованиями среднего палеозоя, ниже которых залегают также немые, но более интенсивно метаморфизованные отложения, известные под названием ононской свиты. Эта свита, широко развитая в низовьях рек Аги и Онона, сложена полимиктовыми песчаниками, филлитовыми, серицито-хлоритовыми, кремнистыми, актинолитовыми и другими сланцами.

Возраст обоих немых комплексов исследователями трактовался по-разному. В результате исследований, проведенных в бассейне р. Аги в середине тридцатых годов Н. А. Флоренсовым, в составе немых палеозойских отложений Агинского поля были выделены ононская свита и имеющие более высокое стратиграфическое положение агинская и могойтуйская свиты; соотношения последних двух свит Н. А. Флоренсовым установлены не были. Ононская свита условно относилась к силуро-девонскому возрасту.

Начиная с 1935 г. в юго-восточной части Агинского поля геологические исследования производились трестом «Спецгео». В 1940 г.

Н. Л. Кудрявцевой материалы этих исследований были обобщены. Наиболее древними отложениями здесь считались известняки, выходящие в ядрах мелких антиклиналей и относящиеся к кембро-силуру. Выше выделялась согласно залегающая сланцевая свита, отнесенная к девону и состоящая из глинистых сланцев, измененных эффузивных и связанных с ними кремнисто-гематитовых пород. Разрез венчался согласно залегающей «свитой перемежаемости», состоящей из песчаников и сланцев с линзами известняков, в которых обнаружена нижнекаменноугольная фауна.

В 1946 г. в результате маршрутных исследований, проведенных И. В. Лучицким вдоль р. Онона, была выделена ононская и залегающая на ней несогласно борзинская свита (Лучицкий, 1954). В связи с иным толкованием палеозойских структур Агинского поля отложения, ранее относимые Н. Л. Кудрявцевой к кембро-силурийским, И. В. Лучицким отнесены к борзинской свите. Ононская свита этим исследователем условно относилась к силуру-девонскому возрасту. Однако несогласное залегание на ней борзинской свиты, которая перекрывается, по-видимому, также несогласно отложениями, содержащими нижнекаменноугольную фауну, заставляет критически подойти к анализу этого вопроса и думать, что необходим «серьезный пересмотр вопроса о возрасте ононской свиты и, соответственно, о наличии согласного залегания нижнего карбона на девоне в пределах Агинского поднятия» (Лучицкий, 1954).

В 1954 г. в юго-западной части Агинского палеозойского поля (в Акшинском и Кыринском районах) работы производились В. Ф. Лесняком и В. В. Старченко. Эти исследователи в палеозойских отложениях выделяют две свиты, разделенные угловым несогласием, причем нижняя условно относится к нижнему палеозою, а верхняя хорошо сопоставляется со среднепалеозойскими отложениями Восточного Забайкалья и Монголии.

В нижней свите выделяются две подсвиты:

1. *Песчано-сланцевая подсвита*, содержащая в своем составе:

а) горизонт черных алевролитовых сланцев и песчаников с прослоями и линзами конгломератов и известняков; б) горизонт черных алевролитовых сланцев с прослоями песчаников; в) горизонт зеленых, черных и голубовато-серых песчаников и алевролитовых сланцев.

2. *Подсвита песчаников и конгломератов*.

В результате исследований В. А. Амантова и О. Н. Зориной (1960 г.) указанные выводы не подтвердились. По данным этих последних работ нет основания говорить о трансгрессивном залегании верхней свиты участка на нижней. Обеим свитам на основании сравнения с соседними районами придается значительно более молодой возраст.

В крайней северо-восточной части Агинского поля, в области слияния рек Ингоды и Онона, геологической партией М. И. Тулохонова отложения «ононской серии», отнесенные к верхнему протерозою — нижнему палеозою, подразделены на три свиты (снизу вверх):

1) свиту метаморфизованных сланцев и зеленокаменных пород;

2) свиту филлитоподобных сланцев с прослоями и линзами мраморизованных известняков;

3) свиту кварцево-слюдистых и других метаморфических сланцев.

В западной части Агинского поля, в бассейне среднего течения р. Ингоды, А. М. Самусиным и Ю. И. Андреевым ононская серия

условно датируется в рамках от верхнего силура до нижнего карбона включительно и подразделяется на три свиты (снизу вверх):

1) свита зеленовато- и желтовато-серых полевошпатово-кварцевых и кварцевых песчаников с кварцево-серицитовым цементом. Среди песчаников наблюдаются прослой кварцитов и различных кремнистых сланцев мощностью до 25 м. Мощность свиты 500—1000 м;

2) свита серых полимиктовых разнозернистых песчаников, чередующихся с кремнистыми сланцами и прослоями зеленокаменных пород, изредка яшм и кварцитов. Сланцы переслаиваются с песчаниками и характеризуются непостоянной мощностью. Зеленокаменные породы встречаются в виде горизонтов мощностью от нескольких до 150—200 м. Яшмы сургучно-красного и черного цвета имеют резко подчиненное значение. Мощность свиты 1500—2000 м;

3) песчано-сланцевая свита, сложенная серыми полимиктовыми песчаниками с подчиненными горизонтами темных кремнисто-серицито-хлоритовых и кремнисто-серицитовых сланцев. В них встречаются отдельные прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность верхней свиты около 2500 м.

В верховьях р. Аги ононская серия описана С. А. Ивановым, Н. П. Илющенко, Ю. Н. Мироновым и Ю. А. Сипаровым. Этими исследователями приводятся относительно детальные частые разрезы и подчеркивается, что среди пород этой серии преобладают мелко- и среднезернистые полевошпатово-кварцевые песчаники зеленоватой окраски. Сланцы наблюдаются по всему разрезу, но имеют резко подчиненное значение. Среди них выделяются глинисто-кварцево-серицитовые и серицито-кремнистые разновидности. Зеленокаменные породы, образовавшиеся за счет изменения основных эффузивов, играют также подчиненную роль и сосредоточены в основном в верхних частях серии. В свите наблюдаются постепенные переходы от одной породы к другой.

В результате работ последнего времени не получено достаточных данных для твердого обоснования возраста палеозойских отложений Агинского поля и их стратиграфии. В 1956 г. Читинское геологическое управление приступило к тематическому изучению стратиграфии палеозойского комплекса этого участка (под руководством С. С. Красинца и О. В. Сосницкого), в результате которого составлены детальные разрезы в ряде участков. В районе с. Усть-Борзя и ст. Хадабулак выделены две серии — нижняя (ононская) и верхняя (борзинская), которые впоследствии стали именоваться свитами. Между указанными свитами установлено согласное залегание. Ононская свита условно отнесена к кембро-силуру, а борзинская — к девону.

Разрез ононской свиты (Красинец и Сосницкий, 1956) этого участка следующий (снизу вверх):

1. Толща серых мелко- и разнозернистых песчаников и черных глинистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и зеленокаменными породами мощностью до 20 м. Видимая мощность толщи	300—350 м
2. Толща глинистых сланцев и песчаников, в которой выделяются следующие пачки:	
а) черные и темно-серые глинистые сланцы	650—700 „
б) песчаники и песчаные сланцы, к которым приурочены линзы согласно залегающих зеленокаменных пород (кварцево-хлорито-эпидотовых)	800 „
в) черные глинистые сланцы, сходные с первой пачкой	700 „
3. Толща песчаников и песчаных сланцев	1500—1600 „
4. Толща песчано-глинистых сланцев («пегие сланцы»)	1600—1700 „
9 Читинская обл., ч. I	

- | | |
|--|-------------|
| 5. Толща голубовато-серых песчаников с линзовидными прослоями глинистых песчаников | 1300—1400 м |
| 6. Верхняя сланцевая толща, сложенная черными глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами | 3000—3500 м |
| Общая мощность свиты 9000—10 000 м. | |

Как показали дальнейшие исследования этих же геологов, мощность свиты, приведенная выше, значительно преувеличена.

В свите иногда встречаются мощные линзовидные горизонты зеленокаменных сланцев мощностью до 150—200 м и горизонты песчаников и песчаных сланцев. Зеленокаменные породы характерны для нижней части разреза; в дальнейшем эта часть древних отложений стала именоваться кулиндинской свитой.

В 1957 г. С. С. Красинец и О. В. Сосницкий в связи с обнаружением спор, которые при консультации В. Б. Тимофеева были определены как синийские, существенным образом пересмотрели свои первоначальные стратиграфические построения. Обобщая материалы по геологии более широкой площади юго-восточной части Агинского палеозойского поля, они предложили следующую стратиграфическую схему: нижнюю часть разреза, включающую гнейсово-амфиболитовую и кулиндинскую свиты, состоящую в основном из зеленокаменных пород, они отнесли к верхнему протерозою; выше ими был выделен синийский комплекс, к которому отнесены ононская свита и вышезалегающая агинская свита, состоящая из кварцитовидных песчаников с прослоями углисто-глинистых сланцев и мелкогалечных конгломератов. Именно в ней были обнаружены споры, отнесенные к синию*. Залегающая еще выше борзинская свита отнесена условно к кембрию.

Исследования В. А. Амантова и О. Н. Зориной (ВСЕГЕИ, 1957—1960 гг.) опровергают стратиграфические построения С. С. Красинца и О. В. Сосницкого, так как в борзинской свите была найдена фауна, относящаяся к нижнему и среднему девону. Учитывая согласное залегание ее на ононской свите (на что указывают многие исследователи), возраст последней, так же как и кулиндинской, считается силурийским. Учитывая, что суммарная мощность ононской и залегающей ниже кулиндинской свит составляет 6—6,5 км, можно предположить, что лишь верхняя часть этих отложений относится к силуру, а нижняя, вероятно, может быть отнесена к ордовику и даже кембрию. В последнее время ононскую свиту принято относить к силуру, а кулиндинскую — к нижнему палеозою.

Работами, проведенными в конце сороковых годов сотрудниками Института геологических наук АН СССР (Г. Д. Афанасьев, В. И. Гоньшакова, В. С. Коптев-Дворников, О. С. Полквой, И. Е. Сморгчов), в пределах Борщовочного хребта, в междуречье Унды и Шилки, выше условно докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов выявлена несогласно залегающая свита зеленых сланцев и филлитов. Зеленые сланцы, по-видимому, залегают ниже филлитов и, вероятно, образовались за счет метаморфизма основных вулканогенных пород. В этих породах наблюдаются реликты порфирировых структур. В филлитах встречаются прослои кварцитовидных песчаников, линзы мраморов и

* Препараты, в которых были описаны синийские споры (коллекция С. С. Красинца), в дальнейшем просмотрела С. Н. Наумова, которая обнаружила в них лишь обрывки растительных тканей и значительно более молодые споры, привнесенные, по-видимому, в результате последующих процессов инфильтрации из более молодых отложений (прим. авт.).

редко прослой измененных эффузивов порфиритового состава. Эти две свиты относятся авторами к нижнему палеозою на основании сравнения с другими районами Восточного Забайкалья.

В пределах северного склона этой части Борщовочного хребта (по данным А. Л. Лисовского) выше свиты метаморфических сланцев залегает свита кристаллических известняков. В районе г. Нерчинска и прилегающих к нему районах древнейшие толщи объединены А. М. Кузьминым (1937) под названием нерчинской формации. Им же выделены телембинская свита филлитизированных глинистых сланцев и метаморфических песчаников с прослоями известняков и сальниковская, преимущественно карбонатная свита известняков и доломитов, хорошо обнажающаяся по р. Шилке. Четких соотношений между свитами и их мощности А. М. Кузьмину установить не удалось.

В заключение обзора нижнепалеозойских отложений Восточного Забайкалья необходимо подчеркнуть следующее: обнаружение фауны венлокского яруса в верхах нерчинскозаводской свиты в Приаргунье (у поселка Благодатского) дает возможность уверенно говорить о наличии нижнесилурийских отложений в пределах Восточного Забайкалья и доказывает принадлежность верхней части нерчинскозаводской свиты к венлокскому ярусу. Детальные исследования показывают отсутствие перерывов внутри нижнепалеозойского комплекса, а это позволяет утверждать, что ниже (в составе нерчинскозаводской свиты) должны быть отложения ландоверского яруса силура и ордовикской системы. Существенное значение имеет находка остатков археоциат в карбонатной толще у поселка Георгиевка, которую до этого относили к быстринской свите лишь на основании косвенных данных.

В пределах Нерчинскозаводского района доказано наличие двух разновозрастных фаунистически охарактеризованных карбонатных свит. Нижняя с достаточным основанием относится к нижнему кембрию, а верхняя — к нижнему силуру и ордовику. Разрез нижнего палеозоя Нерчинскозаводского района является в настоящее время для Восточного Забайкалья опорным.

Большое значение для определения стратиграфического положения отдельных свит нижнепалеозойского разреза имеют определенные в них в последнее время комплексы спор. Они дают устойчивые спектры, характеризующие породы, которыми сложены свиты Приаргунской полосы Газимурозаводского района, Пришилкинской зоны и между-речья Шилки и Аргуни.

Вспомогательный материал, подтверждающий выработанную стратиграфическую схему, получен в результате изучения строматолитовых и онколитовых образований, обнаруженных в Нерчинскозаводском и Газимурозаводском районах.

Сопоставление разрезов нижнепалеозойских отложений различных районов Восточного Забайкалья позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Нижнепалеозойские отложения представлены двумя типами разреза: аргунским и агинским. Первый, представленный чередованием терригенных и карбонатных толщ, имеет преобладающее распространение. Для второго типа характерно развитие терригенных и зеленокаменных пород, сопутствуемых кремнистыми сланцами и яшмами. Соотношения между этими двумя типами разрезов не установлены. В пределах обоих комплексов, по-видимому, отсутствуют крупные, региональные несогласия. Предположение о несогласном залегании ушмунской свиты

(широко развитой в Газимурозаводском районе) на нижележащих толщах в связи с последними данными следует считать неверным. Эта свита, так же как и ее аналоги в Приаргунской и Пришилкинской полосе, представляет собой одно из звеньев единого согласного комплекса.

2. Отдельные свиты нижнего палеозоя (аргунского типа) отличаются относительной устойчивостью своего литологического состава и выдержанной мощностью. Наиболее изученными являются разрезы большей части Приаргунской полосы, для которой может быть составлен следующий обобщенный разрез:

(а). Толща метаморфических сланцев и песчаников. Возраст этих наиболее глубоких горизонтов нижнепалеозойского разреза Приаргунья не установлен. По-видимому, они являются нижней подсвитой быстринской фаунистически охарактеризованной кембрийской карбонатной свиты. В Приаргунской полосе установлено несогласное залегание нижнепалеозойского комплекса на докембрии. Таким образом, по совокупности данных эти отложения, вероятно, надо отнести к самым нижним горизонтам нижнепалеозойского разреза Приаргунья. В Газимурозаводском районе, в бассейне р. Урюмкана и самой северо-восточной части Приаргунья эта подсвита не обнаружена. Вероятно, она постепенно замещается карбонатными породами, так как в этих районах нижнепалеозойская карбонатная толща залегает непосредственно на докембрийском комплексе.

(б). Выше залегает свита карбонатных пород с прослоями сланцев, в которой впервые (в районе поселка Быстринского) была выявлена фауна археоциат, поэтому данная свита и была названа быстринской. В дальнейшем находки археоциат были повторены в отложениях Газимурозаводского района и недалеко от поселка Нерчинский Завод, в Приаргунье.

(в). На свите карбонатных пород лежит ушмунская свита, сложенная в различной степени метаморфизованными глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с линзами карбонатных пород. Она соответствует алтачинской свите Приаргунья, в которой обнаружены остатки строматолитов и онколитов. В Приаргунской, Центральной и Пришилкинской областях Восточного Забайкалья в этих отложениях найдено значительное количество спор, дающих выдержанные характерные спектры.

(г). На описанных отложениях залегает мощная карбонатная свита, содержащая сланцевые прослои. В Приаргунье она названа нерчинско-заводской; аналогичная по стратиграфическому положению толща в Пришилкинской полосе названа какталгинской. В нижних ее частях (в Газимурозаводском и Нерчинскозаводском районах) также обнаружены остатки строматолитов и онколитов, а в самых верхних горизонтах (в Нерчинскозаводском районе) найдена фауна венлокского яруса силура. Здесь же, в нерчинскозаводской свите, выявлено значительное количество спор, образующих выдержанный комплекс во всех полях распространения нерчинскозаводской и какталгинской свит и относящихся по возрасту к ордовику и силуру.

(д). В Пришилкинской полосе разрез нижнепалеозойских отложений венчается аркиинской свитой, сложенной преимущественно кварцитовидными песчаниками и различными сланцами. Аналоги этой свиты в других районах Восточного Забайкалья не установлены. Однако в окрестностях поселка Благодатского карбонатные породы нерчинско-

заводской свиты перекрываются пестрыми аргиллитами, содержащими прослои органогенных известняков и конгломератов. Возможно, они представляют собой основание вышележащей терригенной толщи, перекрытой здесь более молодыми отложениями.

Органические остатки, обнаруженные в свитах этого комплекса, свидетельствуют о том, что он заключен в возрастные рамки от нижнего кембрия до нижнего силура включительно. Границы между отделами и системами в этих отложениях можно провести лишь весьма ориентировочно. Общая мощность охарактеризованного комплекса составляет примерно 6000—7000 м. Карбонатные свиты, входящие в состав комплекса, относятся к формации пелитоморфных и рифовых известняков, доломитов и промежуточных между ними разновидностей. Терригенные отложения представлены преимущественно тонко- и среднезернистыми разностями пород; псаммитовые их составляющие отличаются относительно хорошей сортировкой обломочного материала и развитием олигомиктовых, существенно кварцевых песчаников пород. Линзовидные прослои карбонатных отложений в терригенных толщах возникли, по-видимому, в результате существования отдельных биогерм, приуроченных, вероятно, к приподнятым участкам бассейна.

3. Второй тип (агинский) нижнепалеозойских отложений Восточного Забайкалья выделенный, как отмечалось, условно, характеризуется не только широким распространением измененных основных эффузивов («зеленокаменных пород») и генетически связанных с ними кремнистых осадков, но также значительно менее совершенной сортировкой обломочного материала терригенных компонентов этого комплекса. Среди псаммитовых разностей здесь преобладающее развитие имеют полимиктовые, граувакковые песчаники. Этот комплекс по сравнению с первым характеризуется значительно меньшей литологической выдержанностью, и отдельные его частные разрезы существенно отличаются друг от друга. О геологическом возрасте этого комплекса имеется еще очень мало данных. Мощность его определяется ориентировочно в 6,5—7 км; некоторые исследователи приводят значительно меньшие мощности.

Все нижнепалеозойские отложения Восточного Забайкалья относятся к геосинклинальным формациям. Типичные геоантиклинальные формации на этой территории не выявлены. Нижнепалеозойские отложения агинского типа, судя по их формационным признакам, указывают на наиболее интенсивно прогибающуюся часть обширной нижнепалеозойской мегагеосинклинали.

Среднепалеозойские (девон и нижний карбон) отложения Восточного Забайкалья

Указания на наличие среднепалеозойских фаунистически охарактеризованных отложений в пределах Восточного Забайкалья имелись уже в середине прошлого столетия. В работе Е. Эйхвальда (1846) есть сведения о наличии каменноугольной фауны в известняках по р. Газимуру. О нахождении фауны на этом участке имелись еще более ранние данные в работе Е. Филева (1836а) и Л. Соколовского (1836). Наконец, сведения о присутствии среднепалеозойских отложений в Восточном Забайкалье имеются в работах Ф. Б. Шмидта (1859 и 1860) и А. Озерского (1867); правда, не все эти указания подтвердились в результате последующих исследований.

Большое количество фауны среднепалеозойского возраста было найдено в этом районе в 20 и 30-х годах нашего столетия. В одних случаях она определялась как нижнедевонская и даже, возможно, переходная к верхнему силуру, а в других — как верхнедевонская и нижнекаменноугольная.

Все фаунистические находки относились к мощной песчано-сланцевой толще, содержащей подчиненные горизонты конгломератов и известняков, а в некоторых районах — измененных основных эффузивов, вытягивающейся полосой северо-восточного простирания в центральной части Восточного Забайкалья. В последние годы в этой же зоне обнаружена толща, сложенная кислыми эффузивами, переслаивающимися с туфами, и относящаяся, по-видимому, к самым низам среднепалеозойского разреза.

Лишь в начале сороковых годов в северо-восточной части Приаргунья А. А. Смирновым и другими исследователями были обнаружены среднепалеозойские отложения совершенно иного фациального облика. Фаунистические остатки, найденные в грубообломочно-карбонатной толще, развитой в устьевой части р. Уров и прилегающих к ней участках, позволили отнести эти отложения к среднему и, возможно, частично верхнему девону. Впоследствии работами Нерчинской экспедиции (1945—1950 гг.) было установлено широкое развитие отложений подобного же типа во всей юго-восточной части Приаргунской зоны Восточного Забайкалья, а несколько позже фаунистически охарактеризованная свита, подобная устьуровской, была обнаружена в районе поселка Доно. Свита пестрых аргиллитов и кремнистых сланцев, содержащих горизонты кварцитов и органогенных известняков, именуемая благодатской и находящаяся в районе поселка Нерчинский Завод, по последним данным также относится к девону. В последнее время в северо-восточном Приаргунье, в междуречье Урова и Аргуни обнаружены среднепалеозойские отложения, состоящие из обломочных пород и туфов и содержащие фауну верхнего девона. Таким образом, в пределах Восточного Забайкалья могут быть выделены две основные фациальные группы среднепалеозойских отложений, одна из которых развита в центральной полосе Восточного Забайкалья, а другая приурочена к юго-восточной его части — Приаргунской зоне.

Отложения первой группы характеризуются более полным разрезом и широким распространением относительно тонкообломочных пород среди терригенных отложений. Кроме того, в некоторых районах здесь развиты измененные основные эффузивы и генетически с ними связанные кремнистые осадки. В среднепалеозойских отложениях Приаргунской зоны широко развиты грубообломочные породы и наблюдаются частые и крупные перерывы в процессах осадконакопления. Среднепалеозойские отложения первой группы имеют геосинклинальный характер, среднепалеозойский разрез Приаргунской зоны слагается формациями геоантиклинального типа. В последнее время в краевой северо-западной Пришилкинской зоне выявлено небольшое поле среднепалеозойских отложений, представленных измененными эффузивами среднего состава.

Нижняя часть среднепалеозойского разреза наиболее полно охарактеризована фауной в районе Газимурского Завода, где выделяется ильдиканская свита, в которой были обнаружены органические остатки. Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий (1940) описывают здесь следующий разрез (снизу вверх):

1. Известняки светло-лиловые крупнозернистые местами переполненные члениками криноидей. В известняках наблюдаются тонкие прослой лилового известняка и серой кремнистой породы	12—13 м
2. Известняки темноокрашенные, с тонкими прослоями серых кремнистых пород, переполненные члениками криноидей. В средней части слоя наблюдается горизонт желтого известняка	20 „
3. Сланцы яшмовидные, голубовато-зеленого цвета с прослоями плотного лилового известняка. В основании сланцев залегают зеленые мелкозернистые известняки, в верхней их части встречаются тонкие прослой серых и лилово-серых кремнистых пород	250 „
4. Кремнистые породы и филлитовидные сланцы зеленого и зеленовато-серого цвета, содержащие в верхней части прослой зеленовато-серого мелкозернистого и песчанистого сланца	60 „
5. Сланцы песчанистые, тонкозернистые, ороговикованные, серо-зеленого цвета с прослоями (в нижней части) кремнистых сланцев, содержащих хлорит и серицит	50—80 „
6. Сланцы кремнисто-глинистые, серые	50 „
7. Аркозы сланцеватые зеленовато-серого цвета с тонким прослоем кремнистого сланца	10—12 „
8. Сланцы глинистые, зеленовато-серые с хлоритом и серицитом с прослоем (в нижней части) плотного лилового известняка	100 „
9. Сланцы серые песчанистые, мелкозернистые	20 „
Общая видимая мощность толщи около 600 м.	

Породы нижней части разреза уничтожены габбровой интрузией. Розовые и лиловые тона отложений, как это было выяснено анализами, обусловлены присутствием окислов марганца, серая окраска связана с тонкораспыленным органическим веществом.

Многочисленная фауна в этой толще была найдена К. Г. Войновским-Кригером (1927б), а затем И. С. Валицкой (1937б, 1938). Определения были произведены В. Н. Вебером, Ю. М. Феофановой, М. А. Болховитиновой и Л. Б. Рухиным (1936). Определявшие фауну исследователи пришли к выводу, что в указанной свите преобладают нижнедевонские формы, хотя и обнаружены виды, характерные для верхнего силура и среднего девона.

Е. В. Павловским и И. В. Луцицким (1940) ильди́канская свита датировалась как верхний силур — нижний девон.

В последнее время отложения этого участка изучались И. Н. Тихомировым, который выше фаунистически охарактеризованного горизонта, сложенного пестроокрашенными известняками, выделил четыре толщи (снизу вверх):

1. Алевролиты массивные серые и зеленовато-серые с редкими прослоями розовых глинистых сланцев	410 м
2. Алевролиты слоистые темно-серые с прослоями углистых глинистых сланцев и песчаников	80 „
3. Алевролиты темные, зеленоватые, тонкослоистые	150 „
4. Песчаники зеленовато-серые с невыдержанной слоистостью	70 „

В известняках, залегающих в низах разреза, Н. И. Тихомировым собрана фауна, определенная М. А. Ржонсницкой. Здесь присутствуют *Levenea subcarinata* Hall., *Schizophoria* cf. *multistriata* Hall., *Siebellia* aff. *amalthaea* Barr., *Chonetes* cf. *embryo* Barr., *Camarotoechia* sp. indet., *Eospirifer* ex gr. *togatus* Barr., *Eospirifer* aff. *macropleurus* Conr., *Eospirifer* sp. indet., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schloth., *Atrypa* sp., *Chonetes* sp.

Кроме того, Р. С. Елтышевой определены собранные здесь же морские лилии: *Decacrinus orientalis* Yelt., *Cyclocyclicus bohemicus* sp.

пов., *Pentagonocyclicus delenificus* sp. nov., *Kuzbassocrinus decemlobatus* Yelt.

По заключению М. Н. Ржонсницкой, обнаруженная здесь фауна относится к кобленцкому ярусу нижнего девона, соответствующему слоям арискони Северной Америки. Р. С. Елтышева считает, что найденные здесь морские лилии также, вероятно, нижнедевонские.

Более высокие горизонты девонского разреза описаны И. Н. Тихомировым по пади Мистурной. Здесь выявлено три толщи, составляющие следующий разрез (снизу вверх):

1. Алевролиты массивные зеленовато-серые с прослоями розоватых глинистых сланцев и серых известняков. Эта толща, вероятно, представляет собой верхнюю часть аналогичной по составу толщи ильдиканского разреза. В известняковых горизонтах собрана фауна морских лилий и кораллов 180 м
2. Песчаники мелко- и среднезернистые с отдельными горизонтами крупнозернистых песчаников, содержащих мелкую гальку кварцитов и маломощные прослои темных зеленоватых алевролитов. В толще собрана фауна мшанок, брахиопод и морских лилий 200 "
3. Алевролиты темные слоистые с прослоями мелкозернистых серых песчаников. Слоистость в породах разная: тонкая и выдержанная или неправильная и линзовидная.

Среди фауны, собранной из последней толщи, М. А. Ржонсницкая определила: *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilck., *Schellwienella* sp., *Schizophoria* sp., *Strophomenidae* плохой сохранности, *Spirifer* sp., *Lamellispirifer* sp. indet.

Плохая сохранность органических остатков и наличие космополитичных форм в описанных отложениях позволили установить для них лишь широкие возрастные рамки — от верхов среднего девона до нижнего карбона. Найденные здесь же в нижних частях разреза морские лилии были определены Р. С. Елтышевой как: *Cyclocyclicus subcrenatus* Yelt., *Entrochi cingulati impares* Quenst., *Pentagonopentagonalis* ex gr. *angustilobatus* sp. nov.

Форма *Entrochi cingulati impares* Quenst. характерна для эйфельского яруса, а *Cyclocyclicus subcrenatus* Yelt. — для живетского яруса среднего девона; выше по разрезу определены: *Pentagonocyclicus vastus* Yelt., *P. arboriformis* Yelt., *P. orientalis* Yelt., характерные, по заключению Р. С. Елтышевой, для живетского яруса среднего девона.

В песчано-сланцевых отложениях, содержащих линзы карбонатных пород (по пади Б. Кулинда), Г. Ю. Григорчуком, М. А. Гуревич и М. Н. Химкой собрана коллекция фауны, в которой определены: *Lamellispirifer* aff. *posterus* Hall, *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* Murch., *Leptaena* cf. *rhomboidalis* Wilck., *Productella* cf. *lachrymosa* Conr., *Spirifer* sp. (сходен со *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Conr.), *Schellwienella* sp., *Athyris* sp., *Camarotoechia* sp., *Lamellispirifer* sp.

М. А. Ржонсницкая относит породы, содержащие эту фауну, либо к верхам верхнего девона, либо к слоям, переходным от девона к карбону.

Таким образом, материалы, полученные в последние годы, показывают, что в Газимурозаводском районе имеются отложения всех трех отделов девонской системы. Соотношения девонских свит с отложениями нижнего палеозоя не установлены. В 1959 г. М. Н. Барцева указывала, что ильдиканская свита венчает разрез нижнепалеозойского комплекса этого региона, залегая выше верхней карбонатной свиты,

которая, по последним данным, относится к силуру. Однако И. Н. Тихомиров в этом же районе (по пади Боярчиха) описывает нижнекаменноугольные отложения, хорошо фаунистически охарактеризованные. Контакт между нижним палеозоем и нижнекаменноугольной свитой, по данным этого исследователя, тектонический.

Соотношения девонских и нижнекаменноугольных отложений Газимурозаводского района также не установлены, но учитывая, что здесь выявлены горизонты, относящиеся к самым верхам девона и имеются фаунистически охарактеризованные слои этрель и турнейского яруса нижнего карбона, нельзя предположить сколько-нибудь значительного перерыва между отложениями девонской и каменноугольной систем.

К юго-западу от описанного участка, в бассейне р. Унды, в ряде случаев встречаются фаунистически охарактеризованные среднепалеозойские отложения, относящиеся к нижнему карбону, а для пород, относимых условно к среднему палеозою, характерно наличие грубообломочных разностей, представленных кварцитами. Возможно, это свидетельствует о несогласном залегании нижнекаменноугольных отложений на более древних толщах.

Предположение о несогласном залегании нижнекаменноугольных свит на более древней части среднепалеозойского разреза высказывается рядом исследователей Восточного Забайкалья.

Розовые известняки, похожие на ильдиканские (по материалам И. С. Валицкой), встречаются и в области палеозойского Агинского поля, в бассейне р. Онона (в районе ст. Оловянной), а также на водоразделе между р. Ононом и Тургино-Харанорской котловиной. Здесь они залегают в виде линз, приуроченных к мощной толще филлитов, кварцево-серицитовых, кварцево-гематитовых и кремнистых сланцев, включающих подчиненные горизонты песчаников и измененных основных эффузивов. Мощность толщ на обоих участках не менее 1000 м. В одной из известняковых линз Н. И. Толстихиным были обнаружены остатки мшанок *Trepostomata*. И. С. Валицкая указывает, что определявший их В. П. Нехорошев отметил, что «простая структура мшанок позволяет думать, что данные слои с наибольшей вероятностью можно относить к среднему палеозою, силуру — девону».

А. В. Хабаковым, кроме мшанок, здесь были обнаружены радиолярии, найденные также И. В. Луцицким и М. С. Нагибиной в аналогичной толще восточной окраины Тургинской котловины. И. Е. Худяевым отмечается, что недалеко от с. Турга, на левом склоне пади Шивия, им найдены глыбы грубого песчаника, содержащего плохо сохранившуюся фауну, среди которой можно было определить крупные *Spirifer*, «напоминающие собой некоторые девонские формы».

Всю указанную толщу И. С. Валицкая относит к девону, предполагая также, что на нее согласно налегает свита, в которой обнаружена фауна нижнего карбона.

Более высокие стратиграфические горизонты среднепалеозойского разреза обнажаются в Газимурозаводском районе, в падах Малая и Средняя Кулинда. Здесь наблюдается мощная песчано-сланцевая толща с линзами карбонатных пород, содержащих большое количество фауны. Породы, слагающие толщу, представлены главным образом темно- и зеленовато-серыми глинисто-песчанистыми и глинистыми, иногда кремнистыми сланцами. В некоторых частях разреза увеличивается число и мощность песчанистых прослоев и появляются линзо-

видные прослои мелкозернистых, существенно кварцевых, аркозовых или граувакковых песчаников.

Маломощные линзы карбонатных пород (до 1—2 м) имеют протяженность иногда до 10 м. Обычно они сложены песчано-карбонатными породами или ракушечниками, состоящими почти целиком из обломков раковин брахиопод, мшанок и криноидей.

В описываемой толще наблюдаются маломощные линзовидные прослои межформационных мелкогалечных конгломератов. Метаморфизм пород свиты незначителен и характеризуется появлением в песчано-глинистых породах мелких чешуек серицита и в меньшей степени хлорита.

В линзах карбонатных пород встречается разнообразная фауна. Среди собранных здесь М. Н. Барцевой органических остатков М. И. Шульга-Нестеренко определила следующие мшанки: *Reteporina altaica major* Nekhor., *Polypora* cf. *spinulifera* Ulr., *Reteporina* cf. *turkestanica* Nikif., *Semicoscinium* aff. *intermedia* Nekhor., *Fenestella* cf. *multispinosa* Ulr., *Fenestella* sp. (aff. *exigua* Ulr.), *Finnatopora* aff. *bipinnata* Phillips., *Fenestella* cf. *rudis* Ulr. var. *major* Nikif.

Среди обнаруженных здесь брахиопод А. Н. Сокольская установила: *Chonetes multicosus* Winch., *Chonetes (Plicochonetes) ornatus* Shum., *Chonetes illinoisensis* Worth, *Plicatifera* cf. *arcuata* (Hall), *Syringothyris* cf. *hannibalensis* (Swallow), *Syringothyris* ex gr. *sex-tenuatus* Hall, *Syringothyris* cf. *typus* Winch., *Productus (Overtonia)* cf. *colcaricus* Nal., (близок к *Pr. morbillianus*), *Spirifer (Lamellispirifer)* ex gr. *forbesi* Norw. et Pratt, *Leptaena convexa* Well., *Linoproductus* ex gr. *laevicosus* (White), *Buxtonia* ex gr. *scabricula* Mart.

А. Н. Сокольская пришла к выводу, что брахиоподы представлены видами, характерными для слоев Kinderhook и Burlington Северной Америки, соответствующих слоям этрень и турнейскому ярусу Европы.

Мшанки по заключению М. И. Шульга-Нестеренко, представлены видами, характерными для турнейского яруса нижнего карбона, или для всего отдела в целом.

В 1926 г. в том же районе, но на более широкой площади эти отложения изучались К. Г. Войновским-Кригером, в 1935 г. — И. С. Валицкой и в 1937 г. — Е. В. Павловским и И. В. Лучицким. Последними была собрана фауна, определенная Т. Г. Сарычевой. Из сборов по падям Средняя Кулинда — Котиха ими указывается *Spirifer* cf. *tornacensis* Kon., *Rhynchonella (Camarotoechia)* cf. *pleurodon* Kon., *Leptaena* cf. *analoga* Phill. и *Fenestella* aff. *binodata* Condra, *Productus (Gigantella)* cf. *latissimus* Sow., *Productus (Dictyoclostus)* cf. *sciticus* Sow.

Эта фауна позволила отложения, развитые по пади Средняя Кулинда, отнести к турне, а по пади Котиха — к визе. Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий считали, что нижекаменноугольные отложения данного участка непосредственно налегают на мощную карбонатную свиту, отнесенную ими к кембрию, однако эти выводы последующими исследователями не подтвердились.

В 1958 г. И. Н. Тихомировым была дана наиболее детальная стратиграфическая колонка нижекаменноугольных отложений Газимуровского района. Собранный им богатая фауна изучена частично А. П. Ротаем. Разрез отложений этого возраста, описанный И. Н. Тихомировым по падям Малая и Средняя Кулинда, следующий (снизу вверх):

1. Песчаники аркозовые мелкозернистые, буровато-серые	60 м
2. Сланцы темные алевролитоглинистые	60 „
3. Песчаники аркозовые мелкозернистые, буровато-серые	48 „
4. Песчаники аркозовые среднезернистые буровато-серые с маломощными прослоями темных алевролитоглинистых сланцев, содержащих <i>Spirifer platynotus</i> Welleria, <i>Spirifer</i> cf. <i>biplicoides</i> Hall.	
5. Известняки темно-серые, в которых найдены <i>Spirifer platynotus</i> Weller и темные глинистые сланцы, содержащие <i>Chonetes burlingtonensis</i> Weller и остатки мшанок	18 „
6. Песчаники мелкозернистые слоистые серые с прослоями темных алевролитоглинистых сланцев, в которых найдены кораллы и мшанки	20 „
7. Известняки темно-серые с фауной кораллов, мшанок и брахиопод плохой сохранности	23 „
8. Песчаники аркозовые среднезернистые буровато-серые	36 „
9. Алевролиты темно-серые, содержащие <i>Spirifer forbeisi</i> Norwood and—Platten и мшанки	12 „
10. Песчаники аркозовые серые мелкозернистые нередко слоистые	172 „
11. Алевролиты темные	26 „
12. Известняки темно-серые с фауной. В низах пачки обнаружены <i>Spirifer</i> cf. <i>plenus</i> Hall, <i>Chonetes ischimica</i> Nalivkin, <i>Welleria subtrigona</i> Meek and Worthen, а также кораллы и мшанки. В верхах пачки обнаружены: <i>Chonetes illinoisensis</i> Worthen, <i>Welleria subtrigona</i> , <i>Athyris (Clithyridina) parvirostra</i> Meek and Worthen, <i>Productus</i> cf. <i>burlingtonensis</i> Hall, <i>Syringothiris cuspidatum</i> Martin, <i>Rhipidomella michelini</i> L'Eveill, <i>Gigantiella</i> sp.	220 „
13. Песчаники аркозовые мелкозернистые серые с линзовидным прослоем конгломератов, в них обнаружена <i>Camarotoechia</i> cf. <i>grossvenori</i> Hall и кораллы	20 „
Видимая мощность разреза около 900 м, из коих около 660 принадлежит турне и 240 визе.	

По заключению определявшего брахиоподы А. П. Ротая, горизонты от 1 до 11 относятся к турнейскому ярусу, а 12—13 — к визейскому.

Верхние горизонты девона и слои, переходные к нижнему карбону, выявлены в районе горы Аргалей, недалеко от Цугольского Дачана. Разрез этих отложений, по данным И. С. Валицкой, следующий (снизу вверх):

1. Известковистые сланцы, перемежающиеся с песчаниками. Выше к ним присоединяются прослои известняка, содержащего обильную фауну	200 м
2. Известняки темно-серые, плотные, почти целиком состоящие из органических остатков (криноидей и брахиопод), при ударе сильно пахнущие сероводородом, содержащие тонкие прослои известняковых темно-серых сланцев. Для всех пород разреза характерно полное отсутствие признаков метаморфизма	100 „

В этой толще собрана богатая фауна, которая определялась Д. В. Наливкиным, В. Н. Вебером и К. Г. Войновским-Кригером. Здесь установлены следующие формы: *Spirifer* ex gr. *verneuli*, *S. attenuatus* Sow., *Productus* ex gr. *plaelongus*, *Pr.* ex gr. *semireticulatus*, *Chonetes hardrensis* Phill., *Orthotetes* ex gr. *crenistria*, *Rhynchonella pleurodon* Phill., *Cyataxonia cornu* Mich.

Ю. М. Шейнманн (19286) и Г. Н. Фредерикс (1931) отнесли описанную свиту к карбону, А. Н. Криштофович — к верхнему девону. И. С. Валицкая считает, что эта свита является переходной от девона к карбону. В последнее время ее относят к нижнему турне.

Каменноугольная фауна обнаружена также в южной половине Агинского поля палеозойских пород.

По данным И. С. Валицкой, в районе ст. Оловянной, как и во многих других местах Агинского поля, развита мощная серия отложений, согласно налегающих на образования девона и представленных граувакковыми песчаниками, переслаивающимися со сланцами; в породах

свиты содержатся мелкие линзы известняков и пластовые залежи измененных эффузивных пород — спилитов, рассланцованных диабазов и ортофиров. В ряде случаев им сопутствуют кремнисто-гематитовые породы. В этой серии отложений обнаружено большое количество нижнекаменноугольной фауны, собранной в районе ст. Оловянная, среди которой М. А. Болховитинова определила формы, характерные для турнейского яруса: *Spirifer louisianensis* Row., *Eumetria* aff. *perstialis* Row., *Chonetes* cf. *ornatus* Schumard, *Echinoconchus* cf. *worbilianus* Winch., *Schuchertella* cf. *fernnglenensis* Well., *Spirifer insculptus* (?) Row.

Очень сходный комплекс фауны указан И. С. Валицкой в аналогичных отложениях района Шерловой горы. В бассейне р. Унды, в толще глинистых сланцев и песчаников С. А. Призантом (1929) была обнаружена фауна, отнесенная Г. Н. Фредериксом к нижнему турне. Здесь описаны *Chonetes* cf. *illinoisensis* Worthen, *Chonetes* cf. *missouriensis* Well., *Ruthenia* (*Pustula*) *altaicus* Well., *Productus* cf. *semigerus* Hall, *Spirifer* aff. *tornacensis* Kon., *Reticularia gasimurensis* Fricks. и др.

В верховьях рек Егье и Ильдикана в щебенке была обнаружена нижнекаменноугольная фауна. В высыпках туфогенных пород в районе р. Шахтамы Б. А. Максимов обнаружил обломки известняков и кремнистых пород, содержащих органические остатки плохой сохранности. Среди них Б. Вахромеевым определен *Chonetes* cf. *dalmaniana* Kon. и другие формы, неопределимые до вида, которые, по его мнению, скорее всего, являются нижнекаменноугольными.

На Агинском палеозойском поле широко распространены палеонтологически неохарактеризованные толщи, описанные различными исследователями под названиями «немой песчаниково-сланцевой свиты» или «граувакковой формации», или под теми или иными местными названиями. Эти отложения часто аналогичны фаунистически охарактеризованным свитам нижнего карбона, а также толщам, которые со значительной долей вероятности относятся к девону.

В составе этих пород преобладают терригенные песчано-сланцевые отложения, представленные глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками грауваккового и аркозового состава. Конгломераты, известняки, а также эффузивы (преимущественно основные) играют подчиненную роль. Эти породы метаморфизованы и превращены в филлиты, серицитовые и хлоритовые сланцы, а эффузивы подверглись зеленокаменному изменению.

Во многих случаях эта мощная серия пород датируется в широких возрастных рамках, без четкого отчленения нижнепалеозойских образований от среднепалеозойских. Однако в последнее время в результате более детальных исследований геологами ВСЕГЕИ, Читинского геологического управления и других организаций в среднепалеозойских отложениях Агинского поля и прилегающих участков выделены следующие свиты (снизу вверх).

Ононская свита охарактеризована в разделе, касающемся нижнего палеозоя. Большинство исследователей она относится к силуру на основании согласного залегания на ней отложений, содержащих фауну нижнего и среднего девона. Как уже отмечалось, учитывая значительную мощность этой свиты (по последним данным 3,5—3,9 км), не исключена возможность, что нижняя ее часть относится к нижнему палеозою.

Устьборзинская свита развита на правом берегу р. Онона, в районе поселка Усть-Борзя. В низах свиты преимущественно развиты граувакковые песчаники, сменяющиеся выше кремнисто-глинистыми сланцами и филлитами, переслаивающиеся с зелеными сланцами, представляющими собой измененные эффузивы спилитово-кратофирового состава. В свите устанавливаются редкие горизонты биогенных известняков. Немногочисленные остатки криноидей *Entrochus ligatus* Quenst., мшанок *Trepotomata*, *Cyclostomata* и кораллов указывают на ниже-среднедевонский возраст отложений. Мощность свиты около 2,5 км.

Ундургинская свита широко развита на правобережье р. Ингоды, в бассейнах рек Ундурги и Могойтуй, а также на участке широтного отрезка р. Онона (к востоку от поселка Новый Чинданти и к западу от поселка Кубухай). Для свиты характерно линзовидное переслаивание метаморфизованных граувакковых песчаников с кварцевосерицитовыми и кремнисто-глинистыми филлитами. Устанавливается значительное количество прослоев измененных эффузивных пород (метадиабазов, метаспилитов), кремнистых сланцев, яшм и филлитизированных глинистых гравелитов. На ононской свите она залегает без признаков несогласия и перерыва. Мощность ее приблизительно 2,8 км. Палеонтологически свита не охарактеризована, но по своему стратиграфическому положению, а также сходству литологического состава ундургинская свита сопоставляется с устьборзинской и относится к девону.

Макаровская свита развита близ поселков Макарово и Саман и представлена в основном темными пиритсодержащими кремнисто-глинистыми филлитовидными сланцами с подчиненными прослоями филлитизированных алевролитов, песчаников и иногда мелкогалечных конгломератов. По мнению ряда исследователей, выделение ее в самостоятельную свиту нецелесообразно, так как указанные отложения сохранились лишь в узких тектонических блоках среди более древних пород, поэтому основание и верхи разреза неизвестны. До недавнего времени свита ошибочно относилась к нижнему карбону, однако находки фауны криноидей, мшанок и брахиопод позволяют ее сейчас датировать как верхний живет — франкий ярус.

Аргалейская свита (известная также под названием аргалейского карбона) охарактеризована выше и относится к нижнему турне.

Уртуйская свита широко развита в восточной части Агинского палеозойского поля. В нижней части свиты устанавливается переслаивание мелко- и среднезернистых песчаников (преобладающих в разрезе) с алевролитовыми сланцами, в верхней — среди таких же песчаников выявляются многочисленные прослои измененных эффузивных пород, туфов, яшм и кремнистых сланцев. Устанавливаются также редкие прослои и линзы криноидно-мшанковых известняков, в которых найдены обильные остатки фауны, определяющие возраст пород, их заключающих, в рамках от нижнего визе до низов башкирского яруса. Мощность свиты 1,5—2 км. Предполагается несогласное залегание пород уртуйской свиты на отложениях, относящихся к силуру — девону.

Агинская свита занимает обширные площади в верховьях рек Урду и Хойт-Ага, а также Онона, в бассейнах рек Зуткулей, Могойтуй, в окрестностях сел Акша и Урейск. Свита слагается массивными мелкозернистыми окремненными песчаниками кварцитовидного облика.

содержащими редкие прослои темных серицитово-глинистых и кремнистых сланцев. Мощность ее оценивается в 1—1,2 км. Фаунистически свита не охарактеризована, но по аналогии с уртуйской свитой ей приписывается нижнекарбонный возраст. В последние годы высказываются также предположения о ее верхнепалеозойском возрасте.

Зуткулейская свита согласно залегает на агинской и широко распространена по западной и юго-западной окраине Агинского палеозойского поля. В низах свиты устанавливается тонкослоистое ритмично-флишевое чередование полимиктовых песчаников и алевроитовых сланцев, в верхах выявляется переслаивание песчаников, гравелитов, конгломератов с единичными прослоями сланцев. В свите установлены редкие прослои кремнистых сланцев, содержащих следы радиолярий и спикулы губок. Определимых остатков фауны в свите не обнаружено. Из пород зуткулейской свиты выделены немногочисленные зерна спор и пыльцы каменноугольного возраста. Свита условно была отнесена к нижнему карбону, но в последнее время В. А. Амантов и О. И. Зорина (1960 г.) высказывают предположение о ее верхнепалеозойском возрасте.

В центральной полосе Восточного Забайкалья в последние годы выявлен эффузивный среднепалеозойский комплекс пород, более точное стратиграфическое положение которого определить трудно. По данным Г. Ю. Григорчука, В. Л. Фишера, М. А. Гуревич и М. Н. Химки, к юго-западу и северо-востоку от с. Красноярово наблюдается толща кислых эффузивных пород и их туфов. Жилы аналогичных пород, по данным В. Л. Фишера, прорывают нижнепалеозойские отложения. Он также указывает на «переслаивание» нижнепалеозойских сланцев с эффузивными образованиями, но, по-видимому, впечатление о переслаивании создано интрузивные залежи этих пород, близкие к пластовым.

По данным В. Л. Фишера и Г. Ю. Григорчука, эффузивно-туфогенные образования прорываются гранитами и более древними гранодиоритами, относящимися к среднепалеозойскому интрузивному комплексу. Вероятно, эффузивно-туфогенные образования по возрасту относятся к самым низам среднепалеозойского разреза, к верхам силура — низам девона. Мощность разреза установить трудно из-за отсутствия четко стратифицированных горизонтов, но она не менее нескольких сотен метров. Породы, слагающие его, состоят из сильно измененными вторичными процессами кварцевых порфиров и их туфов. Изменения в породах произошли за счет замещения первичных минералов альбитом и серицитом, новообразований биотита и турмалина и окварцевания пород.

Наиболее древними среднепалеозойскими образованиями юго-восточной приаргунской полосы Восточного Забайкалья являются отложения благодатской свиты. По данным Н. С. Горшкова, эта свита венчает мощный и согласно залегающий комплекс нижнепалеозойских отложений Приаргунской зоны. Исследования последних лет, проведенные А. А. Локерманом и В. Н. Козеренко, подтвердили предположения о несогласном залегании благодатской свиты на нижнепалеозойских отложениях (Козеренко, Лазько, Митич, 1949), а по комплексу фауны установлен ее девонский возраст.

Наиболее полно благодатская свита представлена у поселка одноименного названия и выявлена также в пади Грязной (около поселка Нерчинский Завод).

Между горами Благодатской и Вересовой наблюдается следующий разрез этой свиты (снизу вверх):

1. Базальный горизонт кварцитов изменчивой мощности (не превышающей первых десятков метров). Местами порода сохраняет облик кварцевого песчаника, однако, чаще представлена типичным кварцитом. В нижней части этого горизонта наблюдаются линзообразные участки мелкогалечного окварцованного конгломерата. В верхней части прослежены две линзы (длиной до 50 м и мощностью до 10 м), сложенные сильно окварцованными известняками, иногда с органическими остатками плохой сохранности; известняки по простиранию резко сменяются окварцованными обломочными породами . . . не более 20—30 м.
2. Аргиллиты пестроокрашенные фиолетовой, зеленой, коричневой, бурой и голубоватой окраски (часто в одном образце можно наблюдать ряд цветов с постепенными взаимопереходами). В аргиллитах, главным образом, в нижней части толщи, встречено несколько прослоев (в виде линз) светлоокрашенных окварцованных известняков и конгломератов. В раздвух линзы достигают 20 м. В известняках и конгломератах и иногда в аргиллитах содержится фауна мшанок, кораллов, криноидей и брахиопод. Из коллекции, собранной А. А. Локерманом и Н. И. Пархомцем в 1957 г., Н. Я. Спасским, Е. А. Ивановой и И. П. Морозовой, определены *Metriophyllum* sp. nov., *Pleurodictyum*, *Paradekayella* sp., *Batistomella* sp., которые позволяют отнести отложения, содержащие эту фауну к ниже-среднедевонскому возрасту. Мощность толщи аргиллитов 400—500 „
3. Сланцы серовато-коричневые кремнистые, связанные с аргиллитами постепенными переходами. Мощность горизонта около 150 „
Общая мощность свиты около 600 м.

Более высокие стратиграфические горизонты среднепалеозойского разреза Приаргунской зоны были впервые выявлены А. А. Смирновым и другими исследователями в северо-восточной части Приаргуныя. К северо-западу от с. Усть-Уров и около поселка Нижняя Верея был обнаружен комплекс отложений, лежащий с резким несогласием на толще нижнего палеозоя и докембрия и подразделенный на три свиты: нижнюю свиту песчаных и глинистых известняков, которая выше переходит в свиту известковистых сланцев и песчаников, венчает разрез свита известковистых конгломератов.

В нижней свите встречаются небольшие прослои песчаников, глинистых и углистых сланцев. Мощность ее около 1000 м. Выше согласно залегают сланцевые и песчаные отложения, содержащие прослои известняков. Общая мощность этой части среднепалеозойского разреза около 100 м.

Конгломератовая толща состоит из плохоокатанных галек нижележащих известняков, известковистых сланцев и песчаников. Размер галек различен (до 10 см в диаметре), цемент конгломератов известковистый. Мощность конгломератовой толщи непостоянна и достигает нескольких сотен метров. В ряде случаев средняя (сланцево-песчаниковая) свита из разреза выпадает, и конгломераты залегают непосредственно на карбонатной толще. В дальнейшем работами партий Читинского геологического управления (А. М. Лейтес и И. И. Вишневецкая; А. В. Внуков) установлено широкое развитие этого комплекса пород в пределах северо-восточной части Приаргуныя.

Возраст отложений точно датируется многочисленными фаунистическими находками в средней сланцевой свите. Обнаруженные здесь органические остатки определили Н. А. Штрейс и М. И. Шульга-Несте-

ренко. На основании изучения кораллов и брахиопод Н. А. Штрейс выделил широко распространенные виды, к которым относятся *Atrypa aspera* Schloth., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linn., *Schizophoria striatula* Schloth.

Форма *Atrypa aspera* появляется в раннем девоне, проходит средний девон, где достигает пышного расцвета, и вымирает в верхнедевонской эпохе.

Отмечая, что ряд форм характерен для всего периода в целом, Н. А. Штрейс указывает, что *Stropheodonta nobilis*, *Spirifer undiferus* Roem., *Spirifer cheehiel* Коn., *Spirifer zic-zac* Roem. распространены только в среднем отделе девонской системы.

Форма *Spirifer cheehiel* характерна для среднего девона Восточной Сибири, Китая, Алтая, Монголии. *Stropheodonta nobilis* и *Spirifer undiferus* типична для среднего девона Англии, Туркестана, близкие формы встречаются в среднем девоне Северной Америки. *Spirifer zic-zac* обычна для слоев гамилтон среднего девона Северной Америки.

В заключение Н. А. Штрейс говорит: «анализ фауны убеждает меня, что заключающие ее породы, безусловно, принадлежат среднему отделу девонской системы. Думаю, что наиболее справедливо сопоставлять их с самыми верхними слоями среднего девона Северной Америки — гамилтон».

Среди обнаруженных здесь же мшанок М. И. Шульга-Нестеренко определила: *Reteporina altaica* Nekhoroshev, а также *Reteporina* cf. *clathrata* Hall.

Она приходит к заключению, что «обилие представителей *Reteporina* и наличие *Reteporina altaica* свидетельствуют о том, что здесь мы имеем известные ретепориновые слои тархонской свиты Рудного Алтая, переходного девонско-каменноугольного возраста». Однако здесь же возможен средний девон, «об этом свидетельствует другой вид *Reteporina clathrata* Hall, характерный для среднего девона Монголии и Северной Америки».

А. А. Смирнов и другие исследователи, учитывая, что среди обнаруженного здесь комплекса брахиопод преобладают формы, характерные только для среднего девона, присоединяются к мнению Н. А. Штрейса о среднедевонском возрасте свиты. Нижележащую известняковую толщу они условно относят также к среднему девону, верхнюю конгломератовую считают условно верхнедевонской. Подобного же характера и возраста отложения выявлены значительно юго-западнее, в районе с. Доно.

По пади Ондручи, в нескольких километрах к юго-востоку от с. Доно, в обнажении известняков И. Д. Щелкуновой были обнаружены органические остатки. В 1955 г. В. Н. Козеренко, И. Д. Щелкунова, Л. А. Григорчук и Г. Ю. Григорчук составили на этом участке стратиграфический разрез свит и собрали коллекцию фауны.

Нижняя часть разреза здесь уничтожена крупной интрузией гранитов. На контакте с ней имеются интенсивно скарнированные известняки видимой мощностью не менее 500 м. Выше находится горизонт слоистых темно-серых известняков, иногда окремненных. В средней своей части он содержит прослой мелко- и среднезернистых песчаников незначительной мощности. Общая мощность пачки слоистых известняков около 150 м. В них собрана богатая фауна брахиопод, кораллов и мшанок. Выше лежит горизонт светло-серых массивных известняков мощностью около 80 м. На них залегает мощная толща мелкообломоч-

ных конгломерато-брекчий и конгломератов. Среди плохо окатанных обломков (до 2—3 см) этих пород установлены известняки, иногда кварциты; цемент — карбонатный, окремненный. Конгломераты и конгломерато-брекчии перемежаются с известняками, имеющими обломочную текстуру. Мощность указанной толщи превышает 1000 м.

Среди брахиопод, встреченных в толще слоистых известняков, В. Н. Крестовников определил *Schuchertella cf. perversa* (Hall), *Fimbrispirifer cf. venustus* (Hall), *Fimbrispirifer* sp. Фауна свидетельствует, по мнению В. Н. Крестовникова о том, что породы, ее заключающие, относятся к слоям гамилтон Северной Америки или живетскому ярусу среднего девона.

И. П. Морозова, определявшая мшанки, установила следующие формы: *Fistulipora* sp., *Fistulocladia* sp., *Nikiforovella* (?) sp., *Eridotrypa* sp., *Lioclemia* sp., *Fenestella* sp. nov. (№ 1, № 2), *Polypora cf. belgebasschensis* Nekhoroshev, *Semicoscinium cf. kysilschinicum* Nekhoroshev, *Hemitrypa cf. devonica* Nekhoroshev, *Reteporina* sp. nov., *Pinnatopora* sp. nov. Она приходит к заключению, что «приведенный выше комплекс мшанок свидетельствует о среднедевонском возрасте включающих их известняков, хотя плохая сохранность не позволяет полностью отождествить ни один из приведенных в списке видов с известными уже девонскими мшанками». Далее И. П. Морозова указывает: «Сильно перекристаллизованные и метаморфизованные известняки переполнены остатками ветвистых и сетчатых мшанок. Судя по тому, что в породе часто содержатся целые колонии, можно предположить, что мшанки захоронены на месте обитания или поблизости от него». Мшанки не позволяют точно определить возраст отложений. Таким образом, имеются основания полагать, что свиты, обнаруженные в устьевой части р. Урова (устьуровская) и в районе с. Доно (донинская), не только аналогичны по своей литологии, но и содержат органические остатки одного и того же возраста. Отложения, слагающие обе свиты, должны быть отнесены к верхней части среднего и нижней части верхнего девона.

В результате исследований Нерчинской геологосъемочной экспедиции (1945—1960 гг.) в Приаргунье были выделены грубообломочные отложения с подчиненными горизонтами известняков, которые, по-видимому, следует параллелизовать с описанными выше фаунистически охарактеризованными отложениями.

На водоразделе нижнего течения рек Урулюнгуя и Верхней Борзи Г. Б. Митичем в 1948 г. впервые была описана существенно аркозная голща, названная им верхнеборзинской свитой. Аналогичные породы были обнаружены в районе поселка Досатуй и в других местах. В ряде случаев отчетливо прослеживается налегание пород этой свиты с резким угловым несогласием на отложения нижнего палеозоя.

Породы свиты представлены грубозернистыми песчаниками, мелкообломочными конгломерато-брекчиями и конгломератами, обломочный материал которых состоит из древних гранитоидных пород, широко развитых в этих районах.

Широкое распространение в свите имеют кварциты, кварцитовые конгломераты, иногда встречаются прослой алевропелитового материала. В ряде случаев в ней отмечены мощные (до 70 м) быстро выклинивающиеся линзы известняков. Мощность отложений верхнеборзинской свиты достигает 1000 м. Однако следует учитывать ее глубокую эрозию, в результате которой отложения свиты сильно размыты и со-

хранились лишь в виде отдельных разобщенных полей. Залегая на каледонских гранитоидах, отложения этой свиты прорываются сложным по своему составу интрузивным комплексом среднепалеозойского возраста.

В последние годы в северо-восточной части Приаргуны, в междуречье Урова и Аргуни, у поселка В. Верей и по пади Ключевой (по данным А. В. Внукова и других исследователей) обнаружен среднепалеозойский комплекс пород, который занимает более высокое стратиграфическое положение. Разрез верхневереинского участка следующий (снизу вверх):

1. Туфопесчаники буровато-серые, мелкозернистые. Зерна песчаников плохо окатаны и представлены кварцем, кислым плагиоклазом, светлой слюдой, а также обломками кремнистых и кварцево-полевошпатовых пород. Цемент песчаников кремнисто-серицитовый 15 м
 2. Сланцы глинистые и алевролиты, отличающиеся темной окраской, тонкой слоистостью и грубой сланцеватостью. Здесь наблюдается переходная зона, в которой туфопесчаники переслаиваются с алевролитами. Нижняя часть толщи представлена в основном алевролитами, с примесью крупного песчаного материала, состоящего из обломков кварца, кислого плагиоклаза, мусковита, рудных и других минералов, цемент алевролитов кремнисто-серицитовый, ожелезненный. В верхней части толщи преобладают глинистые сланцы с примесью алевролитовых частиц тех же минералов 430 „
 3. Песчаники буровато-серые слабо слоистые, среднезернистые, туффитовые и песчаники с примесью туфогенного материала. Большая часть обломков пород (около 70%) средней и плохой окатанности имеет осадочное происхождение, обломки угловатой, игольчатой и зигзагообразной формы представляют собой пирокластический материал. Обломки состоят из кварца, рудного минерала, мусковита, эпидота, апатита, сфена, рутила, циркона, породы кремнистого состава и эффузивов. Выявляются крупные обломки глинистых сланцев, гранитов (от миллиметра до 1 см). Песчаники смещентрированы ожелезненным серицитово-кремнистым цементом, по типу относящемуся к цементу соприкосновения. Эта толща содержит богатую фауну 350 „
 4. Туфы пепловые пепельно-серые, не обладающие слоистостью. Они состоят из обломков вулканического стекла и кварца игольчатой, серповидной и зигзагообразной формы. Породы характеризуются пепловой структурой. В качестве вторичных новообразований в них встречается серицит и кварц 130 „
 5. Конгломераты (пачка), галька которых состоит из пепловых туфов, туфопесчаников и глинистых сланцев 6 „
- Общая мощность отложений этого участка 930 м.

Фауна, собранная в горизонте туффитовых песчаников, обработана В. Э. Кырвелом (при консультации Б. П. Марковского и Е. А. Модзалевской), который определил следующие формы: *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., *Rhipidomella oblata* (Hall), *Camarotoechia* cf. *gregori* Eranson, *Meristella* cf. *kitsingensis* Grab., *Schizophoria* sp., *Productella* sp., *Cyrtospirifer* sp.

В. Э. Кырвел приходит к заключению, что выявленная здесь фауна свидетельствует о верхнедевонском возрасте отложений, а преобладающее развитие формы *Cyrtospirifer archiaci* Murch. позволяет уточнить возраст отложений до яруса и «довольно уверенно сказать, что эта фауна относится именно к фаменскому возрасту».

Исследованиями 1957—1958 гг. среднепалеозойские отложения выявлены в северо-западной Пришилкинской зоне Восточного Забайкалья, где они представлены свитой измененных средних эффузивов. Свита залегает с резким угловым несогласием на отложениях нижнего палеозоя, протягиваясь полосой шириной около 3 км у самой р. Шилки с юго-запада (от междуречья падей Воскресенская и Никольская) на

северо-восток (до пади Шуругучи). Верхняя возрастная граница свиты определяется тем, что она прорывается среднепалеозойскими гранитоидными интрузиями.

Породы, слагающие этот комплекс окрашены в зеленые цвета различных оттенков. Они часто тонко рассланцованны, но в ряде случаев имеют массивную текстуру; в них иногда заметна порфирировая структура. При микроскопическом изучении выявляются реликты порфирировой структуры и иногда андезитовой или бластодиабазовой структуры основной массы. Основная масса чаще всего криптозернистая. Интенсивно рассланцованные разности характеризуются обычно гранолепидобластовой структурой. Породы, слагающие свиту, интенсивно изменены.

Порфирировыми вкрапленниками чаще всего бывают плагиоклазы, в редких случаях фемические минералы. Плагиоклазы сильно серицитизированы, альбитизированы, местами эпидотизированы или сосюритизированы. Фемические минералы целиком замещены вторичными образованиями: канкренитоподобным агрегатом, железистым эпидотом и хлоритом. Местами наблюдаются вторичный маложелезистый биотит и лучистый почти бесцветный амфибол, а также реликты опалитовой каймы, сложенной скоплениями красно-бурых гидроокислов железа. Судя по форме замещенных фемических минералов, они относились, вероятно, к пироксенам.

В ряде случаев породы представляют собой типичные «зеленые сланцы», состоящие из эпидота, хлорита, биотита, альбита, иногда мусковита и кварца. По заключению описавших этот комплекс исследователей, «среднепалеозойская свита района представлена первоначально эффузивными породами преимущественно среднего состава, которые в последующем претерпели интенсивные вторичные изменения — эпидотизацию, серицитизацию, амфиболизацию, хлоритизацию, осложняемые в отдельных случаях альбитизацией и окварцеванием». Наиболее распространенными первичными породами, по их мнению, были порфириты и в меньшей степени диабазы, возможно присутствие измененных туфов среднего состава (М. Ю. Фишкин, Е. М. Лейфман, В. Л. Литвинов). Видимая мощность свиты около 400—600 м.

Подведем теперь основные итоги тем сведениям, которые мы имеем по среднепалеозойским отложениям Восточного Забайкалья.

В пределах этого региона широко распространены среднепалеозойские отложения. Наблюдается два основных типа их разрезов.

Первый тип разреза характеризуется относительной полнотой и, судя по тем данным, которые получены в наиболее детально изученном Газимурзаводском районе, содержит отложения всех трех отделов девонской системы и нижнекаменноугольные осадки. Здесь среди широко развитых терригенных отложений наибольшее распространение имеют тонкообломочные породы: глинистые сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники, конгломераты и известняки имеют резко подчиненное значение; иногда среди отложений широко распространены зеленокаменные породы и кремнистые осадки.

Отложения этого типа занимают центральную часть Восточного Забайкалья, вытягиваясь в виде полосы северо-восточного простирания. Образование особого их подтипа, для которого характерны зеленокаменно-измененные эффузивы и кремнистые породы, приурочены к Агинскому палеозойскому полю и, возможно, имеются и среди метаморфизованных отложений Борщовочного хребта.

Фиксирующиеся в данной зоне перерывы и несогласия имеют, по всей видимости, местный характер. Указанный тип разреза представлен типичными геосинклинальными формациями. Отложения Агинского палеозойского поля, судя по их характеру, относятся к наиболее интенсивно прогибающейся части среднепалеозойской геосинклинали Восточного Забайкалья.

Второй тип разреза среднепалеозойских отложений этого региона характеризуется наличием отдельных комплексов пород, разделенных крупными угловыми несогласиями. Наиболее широкое распространение среди них имеют грубообломочные осадки и органогенные известняки; отложения этого типа, относящиеся к типичным геоантиклинальным формациям, развиты в юго-восточной Приаргунской части Восточного Забайкалья.

Кроме того, небольшое распространение имеет третий тип среднепалеозойских отложений, выявленный на ограниченной площади в Пришилкинской зоне и представленный измененными эффузивами среднего состава, по-видимому, аналогичными породам, распространенным в бассейне р. Хилка.

Отложения этого типа, вероятно, характерны для краевой (северо-западной) части среднепалеозойской геосинклинали Забайкалья.

Допермские отложения Центрального Забайкалья

Чрезвычайно широкое распространение магматических пород, подчиненное развитие первичноосадочных образований и ничтожная их охарактеризованность органическими остатками представляют характерную особенность геологического строения Центрального Забайкалья. Развитые здесь геосинклинальные осадки, условно относимые к нижнему и среднему палеозою, представлены преимущественно немymi метаморфическими толщами. Довольно обильная и своеобразная по составу морская фауна обнаружена лишь в отложениях верхнего палеозоя (перми), которые имеют ограниченное распространение.

Характер разреза немых допермских отложений Центрального Забайкалья различен в пределах разных структурно-фациальных зон этого региона.

На обширных пространствах Хилокской зоны эрозией вскрыты глубинные части мощных интрузий, преимущественно гранитоидов, среди которых встречаются мелкие разобщенные обрывки осадочных образований, превращенные в разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты.

В пределах Зачикойской и Даурской зон первичноосадочные образования имеют более широкое распространение. В этой области, несмотря на большое развитие гранитоидов, явно преобладающее значение имеют проявления регионального метаморфизма, обусловившие развитие метаморфических пород филлитовой фации.

Геологическое строение территории изучено слабо. Детальное исследование стратиграфии и магматизма территории только начато. Отсутствие опорных горизонтов, частая фациальная изменчивость свит по простиранию, нередкая разобщенность «пятен» осадочных пород, вкрапленных в обширные поля гранитоидов и, наконец, различная степень метаморфизма пород даже в пределах однотипных зон — все это создает серьезные трудности при проведении геологосъемочных работ.

В Центральном Забайкалье в настоящее время доказан в большинстве случаев только допермский возраст немых песчаниково-сланцевых и метаморфических отложений. Большинство исследователей принимается следующая схема расчленения этих образований:

1. Докембрийские — нижнепалеозойские отложения, к которым относятся малханский метаморфический комплекс, имеющий черты сходства с протерозойскими и нижнепалеозойскими отложениями Монголии и Западного Забайкалья.

2. Нижне- и среднепалеозойские нерасчлененные отложения развиты в Зачигойской зоне и представлены кластическими толщами, имеющими сходство со среднепалеозойскими отложениями других районов Центрального Забайкалья, но в целом обладающие большей степенью метаморфизма. В некоторых местах эти толщи напоминают породы малханского комплекса. Кроме того, в устье р. Мергень они прорваны штоком гранитоидов, имеющих абсолютный возраст 395—425 млн. лет. Эти обстоятельства свидетельствуют о том, что в Зачигойской зоне, очевидно, имеются, кроме среднепалеозойских, более древние сходные осадочные комплексы. Поэтому на геологической карте Читинской области здесь выделены нерасчлененные нижне-среднепалеозойские отложения.

3. Среднепалеозойские отложения, представленные осадочными и эффузивно-осадочными сериями, которые сопоставляются, с одной стороны, с аналогичными по составу формациями Восточной Монголии, где установлена фауна силура, девона и нижнего карбона, а с другой стороны, с палеозойскими отложениями Агинского поля, где также в редких случаях обнаружена фауна девона и нижнего карбона. Эти сопоставления в последнее время подтверждаются результатами палинологических исследований и редкими находками фауны и флоры.

Докембрийские — нижнепалеозойские отложения

Малханский метаморфический комплекс

К древнейшим образованиям Центрального Забайкалья относят комплекс немых глубоко метаморфизованных отложений, объединяемых в малханский комплекс. В его состав входят разнообразные кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты, мраморы и известняки, которые в виде небольших пятен и ксенолитов залегают среди прорывающих и глубоко метаморфизующих их более молодых изверженных пород в пределах Малханского, Яблонового и Цаган-Хуртэйского хребтов. Наибольшее развитие эти породы имеют в Хилокской зоне, меньшее — в зоне Чикой-Ингодинского структурного шва.

Возраст пород малханского комплекса трактуется по-разному. В. А. Обручев считал эти отложения архейскими. Часть исследователей (Коноплев, Бессолицын, Налетов, Фельдман и др.) древнейшим образованием Центрального Забайкалья приписывает протерозойский — нижнепалеозойский возраст. Ю. П. Деньгин, И. В. Лучицкий, И. С. Валицкая и другие геологи считают возраст комплекса нижнепалеозойским, оговаривая, что в его составе могут быть и докембрийские отложения. Напротив, Д. С. Соколов (1938) и А. М. Лейтес (1951) относят эти отложения только к докембрию. Большинство исследователей все же находит, что малханский метаморфический комплекс включает в себя отложения как докембрия, так и нижнего палеозоя, что, по-видимому, более всего соответствует действительности.

Малханский метаморфический комплекс до сих пор слабо изучен. Стратиграфических разрезов, обеспечивающих корреляцию частых разрезов, до сих пор не составлено. Большинство исследователей ограничивалось перечислением входящих в комплекс пород и их краткой петрографической характеристикой.

Хилокская зона. Здесь породы малханского метаморфического комплекса широко распространены, но обычно слагают небольшие площади, образуя часто цепочки ксенолитов среди гранитоидов. Ниже приводятся описания малханского комплекса по отдельным районам.

Хребет Цаган-Хуртэй (правобережье р. Хилка). На западных отрогах Цаган-Хуртэйского хребта, в окрестностях г. Петровск-Забайкальский, по данным И. С. Валицкой (1935), малханский комплекс представлен разобщенными участками перекристаллизованных и скарированных известняков, содержащих пакки парагнейсов. Породы инъецированы гнейсовидными гранитами.

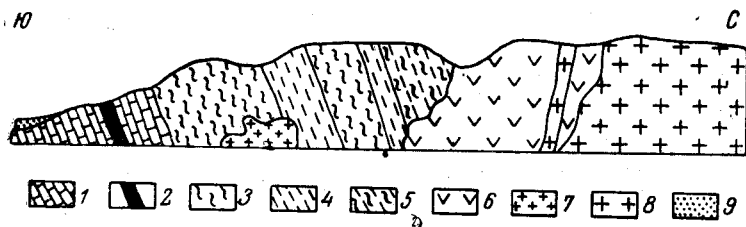


Рис. 10. Схематический разрез малханского кристаллического комплекса в верховьях р. Нижний Цибитуй. По Е. П. Бессолицыну

1 — белые мраморы; 2 — амфиболовые гнейсы; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — кварциты; 5 — чередование биотитовых гнейсов и кварцитов; 6 — диориты; 7 — розовые биотитовые граниты; 8 — серые биотитовые граниты; 9 — аллювий

Далее на восток, в пределах Цаган-Хуртэйского хребта, по данным А. А. Арсеньева (1951), этот комплекс представлен различными парагнейсами и мраморами, реже встречаются кварциты, кварцево-карбонатные, кварцево-силлиманитовые и другие сланцы, а также прослои кислых эффузивов, превращенных в порфиroidы. Они проявляются в виде островков среди гранитоидов и определить их мощность трудно. В отдельных выходах их мощность достигает нескольких сотен метров.

А. А. Арсенев условно считает комплекс нижнепалеозойским, параллелизуя его с кембрийскими отложениями Газимурозаводского района и верховьев р. Витима, при этом он не исключает возможности и докембрийского возраста этих образований.

Малханский и Яблоновый хребты (междуречье Хилка—Чикоя, Хилка—Ингоды). В междуречье Хилка—Чикоя, Хилка—Ингоды породы малханского метаморфического комплекса распространены довольно широко, однако они встречаются и здесь преимущественно в виде ксенолитов среди более молодых гранитоидов и редко образуют значительные поля.

В западной части этой территории, в отрогах Заганского хребта, в бассейнах р. Малеты и нижнего течения р. Унго, по данным С. П. Коноплева (1938), развиты глубоко метаморфизованные орто- и парагнейсы, амфиболиты, мраморы и метаморфические сланцы (био-

титовые, биотитово-роговообманковые и др.), среди которых он условно выделяет архейские и нижнепалеозойские образования. Как и в других местах, эти породы встречаются исключительно в виде небольших ксенолитов среди гранитоидов и по составу, степени метаморфизма и положению в структуре района соответствуют малханскому метаморфическому комплексу.

В бассейне р. Унго малханский комплекс под названием «кристаллическая свита» докембрийского возраста описан Е. П. Бессолицыным и П. И. Налетовым (1942). В его состав входят разнообразные роговообманковые, роговообманково-биотитовые и биотитовые сланцы и гнейсы, а также менее метаморфизованные породы — ороговикованные песчаники и кварцево-актинолитово-эпидотовые сланцы. Последние, по-видимому, являются более молодыми образованиями среднепалеозойского возраста. К среднепалеозойскому возрасту следует отнести также и метаморфизованные конгломераты, встреченные в бассейне р. Шимбелик, поскольку в состав их гальки входят кристаллические сланцы и гнейсы, характерные для малханского комплекса.

Е. П. Бессолицын и О. Н. Шанюшкин составили следующий разрез отложений малханского кристаллического комплекса (рис. 10), развитого в бассейне р. Блудной (Хилкосон), по ее притокам Верхний и Нижний Цибитуй (снизу вверх):

Нижний отдел сложен белыми крупно- и среднезернистыми мраморами с прослоями пепельно-серых известняков и горизонтом амфиболовых парагнейсов мощностью около 1000 м

Верхний отдел:

1. Парагнейсы биотитовые и амфиболово-биотитовые	500 „
2. Кварциты светло-серые	50 „
3. Гнейсы биотитовые с прослоями амфиболитов	500—600 „
4. Кварциты серые	50 „
5. Парагнейсы биотитовые	300 „
6. Парагнейсы биотитовые с кварцитами	400—500 „
Общая мощность разреза составляет свыше 3000 м.	

Аналогичные породы в этом районе часто встречаются по южным и северным склонам Яблонового и Малханского хребтов, где отсутствует только нижний отдел.

И. В. Лучицкий (1941) расчленяет метаморфическую толщу Малханского и Яблонового хребтов на два отдела: нижний и верхний. К нижнему — им отнесена мощная толща парапород, среди которых наибольшее распространение имеют парагнейсы и метаморфические сланцы: биотитово-роговообманковые, кварцево-роговообманковые и отчасти кварцево-серицитовые. Меньшее развитие имеют мраморы и карбонатные сланцы, а также полосчатые и сланцеватые амфиболиты. Нередко наблюдаются переходы этих пород в инъекционные гнейсы. Мощность нижнего отдела определяется в несколько километров.

Верхний отдел представлен метаморфизованными песчаниками и кремнистыми сланцами с подчиненными диабазовыми сланцами и рассланцованными кварцевыми порфирами. С малханским комплексом сопоставимы только породы нижнего отдела И. В. Лучицкого.

В. И. Фельдман (1957) верхний отдел выделяет в более молодой — ортинский эффузивно-осадочный комплекс, отделенный от малханского интрузией каледонских гранитов (рис. 11).

В последнее время В. И. Сизых, Н. П. Костюков и другие исследователи установили широкое развитие процессов гранитизации и палингенеза в отложениях малханского комплекса. В самой восточной части Хилокской зоны, в окрестностях г. Читы, на юго-восточных склонах Яблонового хребта В. П. Кузнецовым отложения малханского комплекса расчленены на две свиты (снизу вверх): кодеинскую, представленную биотитовыми и биотитово-амфиболовыми кристаллическими сланцами, метаэффузивами, с прослоями гнейсов и кварцитов, мощностью 1000 м, и ивановскую, сложенную биотитовыми и биотитово-амфиболовыми гнейсами и микрогнейсами с реликтами псаммитовых структур, кри-

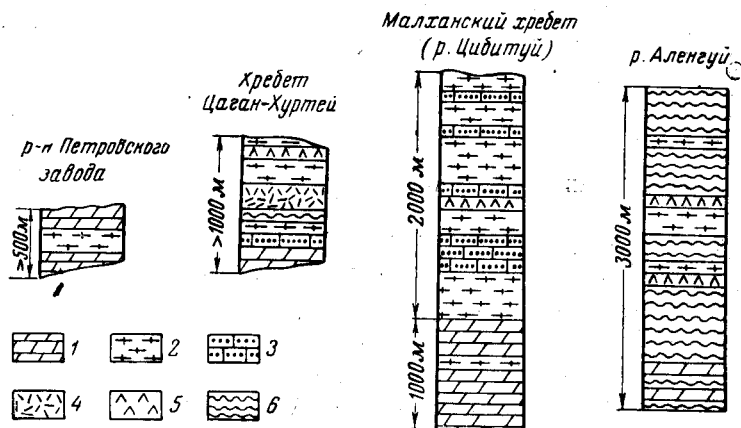


Рис. 11. Сопоставление схематических разрезов малханского метаморфического комплекса

1 — мраморы; 2 — парагнейсы; 3 — кварциты; 4 — порфиroidы; 5 — амфиболиты; 6 — метаморфические сланцы

сталлическими сланцами, с прослоями ортосланцев. Мощность ее больше 1500 м. Эти свиты В. П. Кузнецов относит к верхнему протерозою — синию.

Зачикойская зона. В северо-восточной части Зачикойской зоны по правобережью р. Ингоды, в нижнем течении р. Джила, по хребту Черского, р. Оленгую и в других местах присутствуют метаморфические породы, обнаруживающие сходство с малханским комплексом (Чаиркин, 1938; Лейтес, 1952 и др.). В бассейне нижнего течения р. Оленгуя выделяется кристаллическая свита, представленная биотитовыми парагнейсами, кристаллическими известняками, кварцитами, амфиболитами, андалузитовыми, силлиманитовыми, биотитово-хлоритовыми сланцами (Бессолицын, 1938). Обнаружены постепенные переходы от парагнейсов к биотитово-хлоритовым и двуслюдяным сланцам. В зонах контакта в сланцах и парагнейсах развивается кордиерит и в ряде случаев наблюдается мигматизация. По рч. Гутаю, притоку р. Оленгуя в разрезе метаморфической свиты мощностью около 1 км установлен 25—30-метровый прослой мраморов. В нем местами наблюдается примесь терригенного обломочного материала. Общая мощность метаморфической толщи определяется в 3000 м.

Е. В. Барабашев, изучавший кристаллические сланцы хребта Черского и бассейна р. Оленгуя, предполагает, что они произошли за счет

глубокого метаморфизма среднепалеозойских пород под влиянием контактового метаморфизма среднепалеозойских гранитоидов.

Ю. П. Деньгин выделяет малханские отложения в северной части Чикоконского хребта, у подножия Буркал-Шебетуйского гольца и на гольце Бороян, в верховьях р. Киркуна. Во всех этих местах породы, относимые к малханскому комплексу, представлены гранатовыми кварцитами, гнейсами и амфиболитами и залегают в виде остатков кровли на даурских гранитах. Отнесение данных пород к малханскому комплексу мало обосновано. Следует иметь в виду, что во многих местах песчано-сланцевые отложения нижнего-среднего палеозоя на контактах с даурскими гранитами превращаются в кристаллические сланцы и гнейсы, неотличимые от пород, относимых к малханскому комплексу. Возможно, в этих местах мы имеем дело с глубоко метаморфизованными среднепалеозойскими отложениями.

Суммируя изложенное по малханскому метаморфическому комплексу, можно сделать следующие выводы:

1. Несмотря на отсутствие хорошо изученных разрезов, характер пород указывает на принадлежность отложений комплекса к геосинклинальной терригенно-карбонатной формации.

2. Породы малханского комплекса глубоко изменены неоднократным воздействием процессов метаморфизма. По-видимому, преобладающее значение имели процессы регионального метаморфизма в условиях глубокой зоны с образованием пород гнейсовой и амфиболитовой фаций (Малханский хребет); широкое развитие получили явления гранитизации и анатексиса, связанные с каледонским магматизмом.

3. Первичные структуры каледонской эпохи складчатости значительно переработаны более поздними тектоническими движениями. Лишь на отдельных участках в этих отложениях сохранились реликтовые складчатые структуры северо-западного, широтного и северо-восточного простираний.

4. Возраст комплекса в настоящее время не может быть точно датирован из-за отсутствия в глубоко метаморфизованных породах органических остатков. Доказано лишь, что они древнее среднепалеозойских толщ ортинкской свиты. Поскольку не известны ни основание, ни верхние части разреза, а также практически отсутствуют и хорошо прослеженные фрагменты разреза, очень трудно параллелизовать отложения комплекса с аналогичными образованиями на соседних территориях. Большинство исследователей в настоящее время приходят к выводу о преимущественно верхнепротерозойском возрасте малханского комплекса, но в их составе могут присутствовать и кембрийские отложения.

Нижне-среднепалеозойские нерасчлененные отложения

Отложения, относимые к нижнему — среднему палеозою, широко развиты в Зачикойской зоне Центрального Забайкалья и занимают большие площади в междуречье Катанца — Мензя, в бассейнах рек Асы, Куналея и Мергеня, а также по левобережью р. Жергея. Они выделяются в мощную зачикойскую песчаниково-сланцевую серию, представленную регионально метаморфизованными породами филлитовой фации. Местами в связи с интенсивным контактовым метаморфизмом варисских интрузий гранитоидов широкое развитие получили роговики, амфиболиты, гнейсы и мигматиты.

Стратиграфия этой мощной серии изучена слабо. Первая схема, составленная к 1935 г. (Деньгин, 1930 и 1936), в последующие годы претерпела лишь незначительные изменения. По этой схеме зачикоийская серия расчленена на следующие свиты (снизу вверх): бальджинскую, чикоконскую и верхнечикокскую.

Бальджинская свита развита в пределах Аса-Чикоконского водораздела и по правобережью р. Чикоя в ее среднем течении и представлена среднезернистыми кварцитовидными полимиктовыми песчаниками темно-серого или зеленовато-серого цвета. В низах свиты встречаются прослои кварцитов, реже аркозовых песчаников и весьма редкие линзы и прослои кристаллических известняков. В верхней части разреза обычно прослеживаются прослои мелкозернистых глинистых и кремнистых кварцитовидных песчаников и филлитов. Основание свиты не наблюдалось. Видимая мощность бальджинской свиты около 2000—3000 м.

Кварцитовидные песчаники характеризуются резким преобладанием обломочного материала над цементом, который иногда приобретает пленочный характер. Обломки размерами до 0,2—0,5 мм представлены округленными или угловатыми зернами кварца, серицитизированного кислого плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата, биотита, разложившейся зеленой роговой обманки, эпидота, мусковита, реже — карбоната, сфена, циркона, рудного минерала и турмалина. Встречаются окатанные зерна тонкозернистого серицитового песчаника, кварцита, тонкозернистой карбонатной породы, трахитоидной основной массы кислых и средних эффузивных пород и гранулированного жильного (?) кварца.

Чикоконская свита без видимого углового несогласия залегает на бальджинской и характеризуется изменчивой мощностью отложений и фациальной неустойчивостью как по простиранию, так и по вертикали. Развита она в тех же местах, что и бальджинская свита и представлена чередованием пластов различной мощности (от дециметров до нескольких метров и десятков метров). В ее составе наблюдаются метаморфизованные полимиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты и глинистые сланцы (филлиты). Наиболее характерны для свиты конгломераты и полосчатые (псаммито-пелитовые и алевролитопелитовые) сланцы, подчиненное значение имеют редкие мало мощные прослои зеленовато-серых и красно-бурых кремнистых сланцев и яшм (кварцито-яшмы). В последних обнаружены остатки неопределимых радиолярий.

В верхней части разреза чикоконской свиты, по данным А. Д. Канищева (1958), присутствует горизонт кварцевых порфиров, лавоконгломератов и конгломератов мощностью 200—400 м, который прослеживается с перерывами на расстоянии около 100 км от р. Мензы на восток через хребет Белая Грива к истокам р. Зашулану.

Мощность свиты непостоянна и не всегда поддается точному определению, так как переходы, в особенности от полосчатых сланцев к породам вышележащей свиты, нечетки. Мощность ее варьирует от 300—500 до 1000 м.

Конгломераты представляют собой, как и песчаники, прочно сцементированные породы. Состав галек как в галечных (5—15 см), так и в мелкогалечных (2—5 см) разновидностях довольно однообразен. Хорошо окатанные гальки принадлежат разновидностям кварцитовидных песчаников бальджинской свиты. Постоянно присутствуют немно-

численные гальки серицитизированного плагиоклазового порфира и порфирита, а также редкие гальки среднезернистого аляскита. В некоторых прослоях конгломерата наблюдаются многочисленные угловатые пластинчатые обломки черного филлитизированного аргиллита. Хорошо окатанные гальки песчаника вдавлены в эти обломки. Цемент конгломератов имеет состав кварцитовидного полимиктового песчаника.

В чиконокской синклинальной структуре в составе свиты обычные линзообразные прослой конгломерата. Вне этой структуры конгломераты не наблюдались, что позволяет наметить существование в чиконокское время в бассейне верховьев р. Чикой, по крайней мере, двух островных гряд северо-восточного простирания, расположенных в 30 км одна от другой.

Среди глубоко метаморфизованных пород зачикойской серии на западе территории в окрестностях Воскресенского золоторудного месторождения известны прослой метаморфизованных чиконокских конгломератов среди кварцево-биотитовых сланцев (Деньгин, 1929б).

Верхнечикойская свита широко развита в бассейне рек Куналея и Мергеня. Отложения чиконокской свиты вверх по разрезу без видимого несогласия сменяются существенно глинистыми осадками верхнечикойской свиты. Эта смена довольно явная при наличии пластов кварцитовидных песчаников и конгломератов в составе чиконокской свиты и теряет свою отчетливость в тех случаях, когда перечисленные породы фациально замещаются полосчатыми сланцами. Поэтому граница между средней и верхней свитами зачикойской серии не всегда может быть установлена. В особенности это относится к восточной части района, где породы свиты встречаются в виде ксенолитов среди гранитоидов.

Для верхнечикойской свиты характерно преобладание существенно глинистых осадков. Наблюдаются переходы от глинистых мелкозернистых песчаников и глинистых алевролитов через алевролито-пелитовые и алевроито-пелитовые сланцы к аргиллитам. Отчетливо наблюдается флишоидный характер переслаивания этих пород. Все они, подобно породам нижележащих свит, претерпели метаморфические изменения, соответствующие филлитовой фации. Преобладающими породами в составе свиты являются blastoaleвропелитовые и blastoпелитовые филлиты.

Перечисленные породы имеют темно-серую до серой окраску. В полосчатых разновидностях, в особенности на поверхностях выветривания, отчетливо выступает чередование тонких (от долей миллиметра до нескольких миллиметров) прослоев серого алевролита и черного филлита. Окраска последнего обусловлена присутствием обильного углистого пигмента.

В составе верхнечикойской свиты известны горизонты, представленные известковистыми филлитами (реки Чиконок, Куналей и др.) и в единичных случаях — маломощными линзовидными прослоями известняка (рч. Собольхон), локально, в виде отдельных участков, наблюдаются «зеленые филлиты».

В Зачикойской горной стране породы описываемой свиты сохранились преимущественно в осевых частях главных синклинальных структур и редко — в сложно построенных крыльях наиболее крупных антиклиналей. Видимая мощность свиты по Ю. П. Деньгину достигает 1200 м, а по данным А. Д. Канищева и других — не менее 2500—3000 м.

А. Д. Щеглов (1956) выделил отложения верхнечикойской свиты, развитые в бассейне р. Куналей, в более древний, чем зачикойская серия, куналейский флишоидный комплекс.

Ю. П. Деньгин трехчленное деление палеозоя распространял на все Центральное Забайкалье. Однако работами последних лет в этой зоне схема Ю. П. Деньгина не подтверждена. В частности, в верховьях р. Бальджи В. А. Амантовым в отложениях, ранее относившихся к бальджинской свите, собрана флора верхней перми — нижнего триаса. Здесь же выявлены новые толщи среднего палеозоя, насыщенные зеленокаменными ортосланцами и яшмоидами. Поэтому схема стратиграфии палеозоя Центрального Забайкалья, предложенная Ю. П. Деньгиным, остается пока справедливой только для Зачикойской зоны.

Существуют и другие схемы стратиграфии зачикойской серии. Так, по данным П. И. Налетова и Е. П. Бессолицына (1947), в верховьях рек Куналей и Мергена последовательность отложений следующая (снизу вверх):

1. Мощный горизонт зеленых песчаников с подчиненными сланцами и филлитами. Песчаники имеют зеленый, светло-зеленый, реже темно-серый цвет, толсто- и тонкоплитчатую отдельность, встречаются известковистые и кварцитовидные разности.

2. Горизонт серых, пепельно- и стально-серых филлитов с тонкоплитчатой отдельностью, с подчиненными прослоями песчаников и сланцев.

3. Кварцитовидные песчаники, сланцы и филлиты.

Толщи смяты в крупные складки северо-восточного и широтного простирания и претерпели местами значительный динамометаморфизм и контактовый метаморфизм, обусловивший развитие роговиков, кристаллических сланцев и парагнейсов.

Этот разрез составлен очень схематично и менее достоверен, чем приведенный выше разрез Ю. П. Деньгина.

Несколько отличный разрез по рекам Куналею и Асакану приводит Е. Я. Менделя (снизу вверх):

- | | |
|---|-----------|
| 1. Песчаники граувакковые известковистые и кварцитовидные с прослоями сланцев. В песчаниках присутствуют многочисленные обломки гранитов | 2000 м |
| 2. Песчаники, сланцы и конгломераты, перемежающиеся между собой. Сланцы нередко известковистые. Конгломераты и песчаники имеют подчиненное значение. В конгломератах встречается галька кварцитовидных и аплитовидных пород, роговообманковых среднезернистых плагиогранитов, гранодиоритов, диоритов и кератофиров | 400—500 „ |
| 3. Сланцы глинистые | 300—400 „ |

Этот разрез также весьма схематичен и представляет часть разреза бальджинской и чикокской свит.

К востоку от рек Куналей и Мергена, в бассейне р. Оленгуя среди громадных полей гранитоидов встречаются небольшие поля сильно метаморфизованных песчаниково-сланцевых отложений, литологически сходных с зачикойской серией. Из образцов Е. В. Барабашева, взятых из этих отложений, в палинологической лаборатории Львовского университета Е. З. Исагуловой были определены единичные споры силурийского и девонского возраста.

В западной части Зачикойской горной страны, в окрестностях сел Должино и Грехнево П. Е. Луненок (1937) описывает следующий разрез ниже-среднепалеозойских отложений. Между поселками Гутай

и Грехнево прослеживаются мощные толщи амфиболитов с прослоями кварцитовидных сланцев, которые к западу от Грехнево сменяются кварцево-биотитовыми сланцами и кристаллическими известняками. Далее по р. Чикою, ниже Грехнево, на известняках залегают серые и розовато-желтые кварциты, среди которых в высыпках встречены конгломераты с галькой кварцитов и кварца. Ниже рч. Широкой в кварцитах наблюдаются два горизонта миндалекаменных метаморфизованных эффузивов мощностью в 40 м, разделенные прослоем кварцита мощностью около 10 м. Еще далее к западу кварциты по тектоническому контакту сменяются известняками, за которыми следуют известковистые сланцы и кварциты.

П. Е. Луненок описываемые отложения объединяет в «метаморфическую свиту» нижнепалеозойского возраста и выделяет в ней два отдела.

Верхний отдел: кварциты, конгломераты, метадиабазы, известняки и известковистые сланцы.

Нижний отдел: слюдяные сланцы, кристаллические известняки и амфиболиты. Общая мощность разреза достигает, по П. Е. Луненку, 1500 м. Между нижним и верхним отделами намечается неясный перерыв.

Метаморфическая свита П. Е. Луненка, возможно, относится к малханскому комплексу.

В бассейне р. Мензы, по данным Н. Н. Дингельштедта (1936), среднепалеозойские отложения занимают обширную площадь. Местами они под воздействием интрузии превращены в кристаллические сланцы и гнейсы. Сводный разрез этого района по Н. Н. Дингельштедту следующий (снизу вверх):

- | | | |
|--|-----------|--------------|
| 1. Сланцы кварцево-биотитовые и другие, метаморфические | мощностью | до 5000 м |
| 2. Амфиболиты | | 1000 „ |
| 3. Сланцы кварцево-биотитовые и другие с существенным содержанием кварца | | до 4000 „ |
| 4. Конгломераты с галькой кварцитов | | до 500 „ |
| 5. Филлитовая свита (в значительной степени под влиянием интрузии превращена в метаморфизованные разновидности: андалузитовые, биотитовые и другие сланцы) | | свыше 3000 „ |

Возраст этих отложений определяется в пределах силура — девона.

Следует заметить, что этот сводный разрез составлен большей частью по небольшим разрозненным выходам без учета сложной изоклиальной складчатости. Очевидно, здесь по этой причине значительно завышена и мощность разреза, так как подобные громадные (13 500 м) мощности в Центральном Забайкалье нигде не подтверждаются.

О возрасте пород Зачикойской зоны можно сказать следующее. В устье р. Мергеня на отложениях зачикойской серии с размывом залегают толщи, содержащие фауну верхов нижней и верхней перми (гуттайская свита), чем однозначно определяется допермский возраст серии. По характеру разреза свиты зачикойской серии сходны с отложениями среднего палеозоя Агинского палеозойского поля и Северо-Восточной Монголии, что подтверждается результатами палинологического анализа. Однако в устье р. Мергеня отложения, относимые к зачикойской серии, прорваны гранитоидами, имеющими абсолютный возраст 395—425 млн. лет (силур). Здесь же развиты породы, имеющие сходство с отложениями более древнего малханского комплекса. Это

обстоятельство свидетельствует о том, что в составе зачиной серии, имеющей в основном среднепалеозойский (силур — нижний карбон) возраст, могут присутствовать нижнепалеозойские толщи. Поэтому условно возраст для зачиной серии принят как нижний — средний нерасчлененный палеозой.

Среднепалеозойские отложения

Отложения среднего палеозоя широко развиты в Центральном Забайкалье и занимают обширные площади в прилегающей части Монголии. Они слагают значительные поля в Зачиной и Даурской зонах и представлены преимущественно песчаниково-сланцевыми отложениями, метаморфизованными в той или иной степени.

Рассматриваемые отложения под названием «песчаниково-сланцевая свита», «песчаниково-сланцевый комплекс» описывались Ю. П. Деньгиным (1929, 1936), Б. А. Максимовым (1934), А. Л. Лисовским, И. П. Атласовым (1929—1932), В. М. Сергиевским (1936), С. П. Коноплевым (1939), А. Е. Дербиней (1939), С. Н. Коровиным (1944), В. В. Старченко, В. А. Варламовым, В. П. Красновым (1956), А. Н. Ефимовым (1955—1956) и др.

На основании литологического сходства с соответствующими образованиями (девона и карбона Восточного Забайкалья, силура — девона Северной Монголии и кембрия Западного Забайкалья) возраст песчаниково-сланцевых отложений определялся то как нижний палеозой (Коноплев, Лучицкий, Бессолицын), то как девонский — каменноугольный (Деньгин, Дербина, Максимов и др.). А. Л. Лисовский и И. П. Атласов песчаниково-сланцевые отложения окрестностей поселка Хапчерага сравнивали с триасовыми толщами низовьев р. Ингоды (1930).

С начала пятидесятых годов текущего столетия Читинским геологическим управлением с участием сотрудников ВСЕГЕИ начаты систематические геологосъемочные работы различных масштабов (Деньгин, Фельдман, Краснов, Ефимов, Милай, Канищев, Беляков, Фомин, Костяков, Сизых, Старченко и др.), в результате которых значительно уточнены стратиграфические схемы и изучен ряд нормальных стратиграфических разрезов. Разрезы среднего палеозоя различны в разных структурно-фациальных зонах.

Даурская зона. В состав среднепалеозойских отложений Даурской зоны входят разнообразные песчаники и алевролитовые сланцы, кроме того, среди них широко развиты зеленокаменные метаэффузивы, с которыми часто ассоциируют линзы и горизонты известняков, известковистых кремнистых сланцев. Изредка встречаются конгломераты и кислые эффузивы, превращенные в порфиroidы.

Так же как и на Агинском поле, среднепалеозойские отложения образуют здесь серию многокилометровой мощности, в составе которой выделяются три свиты: ононская, агуцинская и ингодинская. Ононская свита именовалась некоторыми исследователями «метаморфической», или «филлитовой», а агуцинская «песчаниково-сланцевой».

Ононская и агуцинская свиты прослеживаются полосой в 20—30 км на запад от р. Онона вдоль государственной границы. Кроме того, небольшие выходы свит известны в верховьях бассейнов рек Агуцы и Былыры.

Ингодинская свита развита в верховьях рек Ингоды, Кыры и Былыры.

Рассматриваемые отложения смяты в складки северо-восточного простирания с углами падения на крыльях от 20 до 90°; соотношения между ононской, агуцинской и ингодинской свитами повсеместно тектонические.

Ононская свита (силур) образует одно большое поле вдоль государственной границы от р. Онона на востоке до р. Агуцы на западе. По северному контакту она надвинута на отложения агуцинской свиты. Многочисленные разрывные нарушения типа чешуйчатых надвигов затрудняют изучение нормального разреза отложений.



Рис. 12. Плойчатость в отложениях ононской свиты. Фото В. В. Старченко

В составе свиты выделяется (снизу вверх):

1. Подсвита кварцево-сланцевых сланцев, состоящая из однообразных плойчатых кварцево-сланцевых сланцев с маломощными прослоями микрокварцитов и редкими горизонтами слюдястых песчаников и зеленых ортосланцев, которые в верхней части образуют пачку мощностью до 200 м. Мощность подсвиты 600 м.

2. Подсвита метаморфизованных песчаников, слюдястых сланцев и микрокварцитов. Ее разрез следующий (снизу вверх):

- | | |
|--|----------|
| 1. Песчаники серые и черные, метаморфизованные и микрокварциты с прослоями (мощностью 50—150 м) зеленых ортосланцев | 300 м |
| 2. Алеврито-псаммиты окварцованные, инъецированные по слоистости кварцем, разлинзованные, превращенные в филлиты. Среди них по разрезу рассредоточены маломощные (5—20 м) горизонты зеленых ортосланцев и песчаников | 2000 ... |

Кварцево-сланцевые сланцы представляют собой плойчатые зеленовато-серые породы, инъецированные по плойчатости тонкими (1—2 мм) кварцевыми прожилками (рис. 12). По составу они разделяются на кварцево-биотитовые и кварцево-хлоритово-серпичитовые. В породах много углистого вещества, встречается новообразованный гранат. Песча-

ники обычно обладают blastopсаммитовой и гранолепидобластовой структурами и отличаются от сланцев присутствием обломков кварца, полевых шпатов и микрокварцита. Зеленые ортосланцы отличаются разнообразным составом (эпидотово-актинолитовые, хлоритово-эпидотовые, эпидотово-мусковитовые, карбонатно-кварцевые). Структуры их гранонематобластовые или нематогранобластовые, местами blastодиабазовые. В последнем случае на фоне основной измененной массы отмечаются слабо различимые реликты вкрапленников, представленные единичными зернами кварца и плагиоклаза (альбита).

Силурийский возраст ононской свиты установлен восточнее, на Агинском палеозойском поле, где около устья р. Борзи ононская свита согласно и с постепенными переходами перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего девона.

Агуцинская свита (девон?) развита севернее ононской и прослеживается от р. Онона на запад в бассейн р. Киркуна. Ниже приводится описание отдельных толщ (подсвит), которые наблюдаются (Краснов, Старченко, Варламов, 1956) по всей площади распространения агуцинской свиты (снизу вверх):

1. *Подсвита черных филлитовидных сланцев*, в состав которой входят углистые кварцево-серицитовые сланцы с редкими маломощными прослоями и линзочками темно-серых и черных песчаников, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В нижней половине подсвиты встречаются линзы известняков мощностью до 200 м, количество которых возрастает по направлению на запад (от р. Агуцы к р. Киркуну) 1000 м
 2. *Песчаниково-сланцевая подсвита*, сложенная чередующимися между собой горизонтами и линзами мощностью от 1—2 см до 50 м черных филлитовидных алевролитовых сланцев, серых и темно-серых граувакковых песчаников и мелкогалечных конгломератов, присутствуют горизонты кварцево-серицитовых и кремнистых сланцев, а также зеленокаменных метаэффузивов мощностью 10—50 м 1200 „
 3. *Подсвита граувакковых песчаников*, состоящая из горизонтов мощностью от 20 до 200—300 м рассланцованных серых граувакковых песчаников, чередующихся с более тонкими горизонтами и линзочками черных алевролитовых сланцев 1000 „
- Общая мощность свиты 3500 м.

Между подсвитами нет резких границ, они постепенно переходят одна в другую по мере увеличения содержания того или иного характерного компонента.

Характерными особенностями отложений агуцинской свиты являются довольно высокая степень регионального метаморфизма, выражающаяся в появлении биотита и граната наряду с такими типичными для филлитовой фации минералами, как серицит и хлорит, и интенсивный региональный динамометаморфизм, проявившийся в сплошном рассланцевании и разлинзовании пород на всей площади распространения. По этой причине песчаники, входящие в состав свиты, приобрели повсеместно «кrapчатый» облик, благодаря растаскиванию по сланцеватости эластических зерен полевых шпатов (рис. 13).

В западной части Даурской зоны, в окрестностях поселков Бальджа и Бальжикан, агуцинская свита ранее выделялась Ю. П. Деньгиным как верхнечикийская, самая молодая свита в разрезе среднего палеозоя.

Агуцинская свита по своим литологическим особенностям сходна с ундургинской (нижний — средний девон), которую в последнее время выделяет В. А. Амантов (1959 г.) в пределах Агинского палеозойского

поля. Эта свита имеет также сходство с девонскими отложениями Восточной Монголии.

В бассейне р. Киркуна (падь Баян-Булак) в изолированном ксенолите осадочных пород в верхнепалеозойских гранитах в 1958 г. геологом Л. Терещенко была обнаружена фауна, среди которой В. Н. Крестовниковым определены формы, близкие к *Panrorhyncha endlichi*

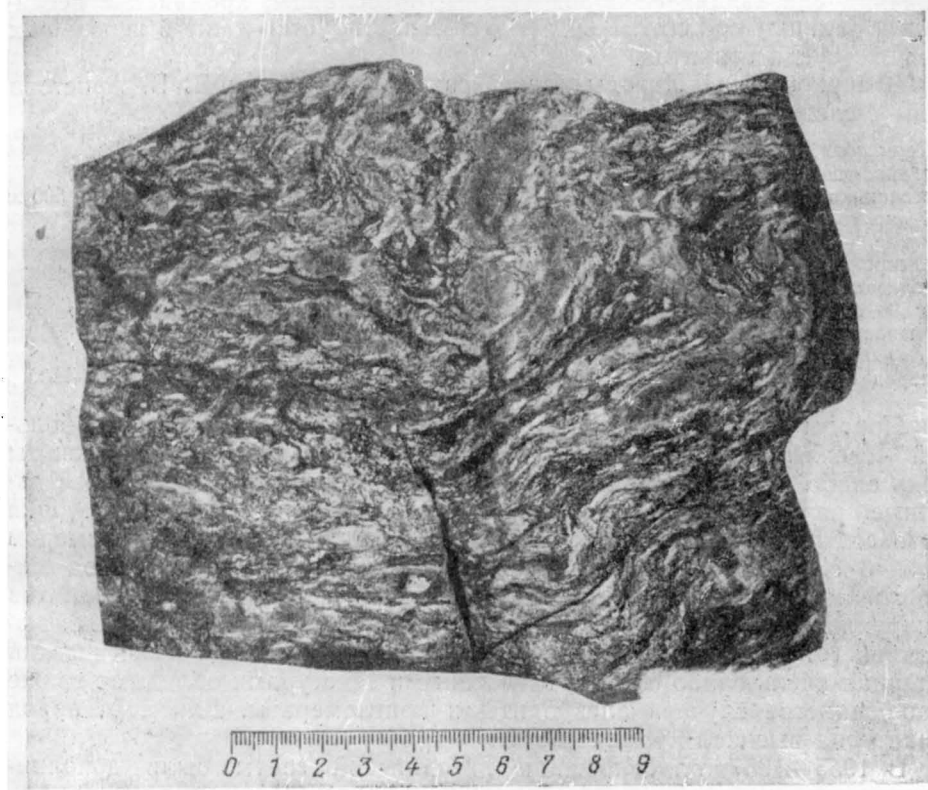


Рис. 13. Будинажные текстуры в полосчатых алеврито-пелитовых сланцах агущинской свиты. Фото Ю. П. Денгына

Mesok. и *Rhynchospirina formosa* Hall, известным из нижнего девона Северной Америки. Здесь же были собраны мшанки, определенные В. П. Нехорошевым как *Fenestella*, распространенная от девона до перми, и криноидеи *Stomiocrinus permianensis* Yakovlevi, характерные для нижней перми (определения Р. С. Елтышевой)*.

Породы, выходящие в ксенолите, сходны с отложениями агущинской свиты, но не исключена возможность, что они являются более молодыми — пермскими, так как в последнее время в этой зоне выделяются значительные поля пермских отложений, литологически сходных со среднепалеозойскими комплексами.

* Последние данные не подтверждают определения В. Н. Крестовникова. В настоящее время указанные отложения р. Киркуна датируются в интервале верхнего карбона — нижней перми (прим. ред.).

Ингодинская свита слагает наиболее крупное поле в верхнем течении р. Ингоды и прослеживается в широтном направлении на восток через верховья р. Кыры к устьевой части р. Акши (левый приток р. Онона). Значительные площади ингодинская свита занимает в верховьях рек Киркуна, Бальджи и др. На значительной части территории она уничтожена варисскими интрузиями, но благодаря специфическим отличиям слагающих ее пород (яшмы, ортосланцы, кремнистые песчаники и сланцы) сравнительно легко диагностируется даже в небольших выходах среди гранитов.

В верховьях р. Ингоды разрез свиты, по данным В. В. Аристова (1951), следующий (снизу вверх):

1. *Сланцевая толща*, сложенная углисто-глинистыми сланцами, пересланяющимися с алевролитами и кварцитовидными мелкозернистыми песчаниками 500 м
2. *Алеврито-сланцевая толща*, имеющая преимущественное распространение. Сложена она пересланяющимися глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями песчаников. В нижней части прослежен горизонт гематитизированных сланцев и кварцитов мощностью в 50—70 м. Среди песчаников встречаются и средне- и грубозернистые разновидности 2500—3000 „
3. *Песчаниково-алевролитовая толща*, характеризующаяся развитием пород с повышенным содержанием грубообломочного материала. 1000—1500 „

Породы ингодинской свиты отличаются от пород агуцинской большей «свежестью». Процессами динамометаморфизма они затронуты очень слабо. Песчаники обычно массивные, зеленовато-серые, представленные разностями от тонкозернистых пород до гравелитов. Они часто содержат угловатые плоские обломки и реже гальки (размером до 5—6 см, чаще 1—2 см) черных алевролитовых сланцев. Под микроскопом в песчаниках наряду с обломками кварца, полевых шпатов обнаруживается большое количество обломков основных и средних эффузивов (от 10 до 50% состава обломочного материала). Кластический материал очень слабо окатан. Массивными текстурами обладают также в большинстве случаев алевролиты и конгломераты. Для всех пород характерна высокая кремнистость.

В 1955—1957 гг. отложения ингодинской свиты были дополнительно исследованы Т. А. Милаем (1957), В. В. Старченко, А. В. Аргутиным и В. А. Варламовым (1957). Эти исследования подтвердили общий характер разреза, предложенный В. В. Аристовым, и установили широкое развитие в первых двух толщах разнообразных кремнистых сланцев (красно-бурых, зеленых, черных и других сургучных яшм). Кроме того, в них встречены горизонты зеленокаменных ортосланцев и конгломератов.

Из сланцевых прослоев верхней песчаниково-алевролитовой толщи (сборы Т. А. Милая, 1957) в палинологической лаборатории ВСЕГЕИ были извлечены единичные споры, указывающие на возможную принадлежность ингодинской свиты к верхнему девону — нижнему карбону.

Комплекс пород, установленных в верховьях р. Ингоды, устойчиво сохраняется на всем протяжении полосы развития ингодинской свиты, хотя по направлению на восток увеличивается количество песчаников и конгломератов и несколько уменьшается количество кремнистых сланцев (яшм). Такое изменение наблюдается в верховьях р. Былыры (Валицкая, 1938), и в бассейне р. Акши (Старченко, Аргутин, 1957).

Ю. П. Деньгин верхнюю часть ингодинской свиты выделяет в бальджинскую свиту — самую нижнюю в разрезе среднего палеозоя

Центрального Забайкалья, а среднюю — алеврито-сланцевую параллелизует с чигоконской свитой. Работами последних лет такие сопоставления не подтверждены.

По характеру разреза ингодинская свита сопоставляется с агинской и уртуйской свитами Агинского палеозойского поля. Возраст последних определяется как нижнекаменноугольный на основании определения фауны из уртуйской свиты. В Восточной Монголии аналогичные толщи содержат фауну среднего и верхнего девона, а также нижнего карбона (Маринов, 1957). На основании вышеизложенного возраст ингодинской свиты условно определяется в рамках верхнего девона — нижнего карбона.

Необходимо отметить, что верхняя часть разреза ингодинской свиты (песчаниково-алевролитовая толща) имеет большое сходство с верхнепермскими (включающими низы триаса) отложениями из окрестностей рудника Хапчеранга. В верховьях р. Бальджи В. А. Амантовым (1960 г.) в сланцевом прослое среди песчаников, ранее относимых к ингодинской свите, была найдена флора, указывающая на верхнепермский — нижнетриасовый возраст отложений. Несколько восточнее, в верховьях р. Былыры В. И. Шулиной в песчаниковой толще были обнаружены мшанки, также свидетельствующие о пермском возрасте отложений. По-видимому, часть песчаниково-сланцевых отложений Даурской зоны, особенно в области свода Даурского хребта, имеет пермский возраст и ошибочно включается в состав среднепалеозойского комплекса.

Хилокская зона. В Хилокской зоне среднепалеозойские отложения выделяются в ортинкскую эффузивно-осадочную свиту (Фельдман, 1957). Эти отложения, не имеют широкого распространения. Наиболее крупные поля (200 км²) их встречаются на северо-западном склоне Яблонового хребта (верховья рек Ортинки, Аиты, Б. Харюлгаты, Богодушихи, Улетка и Дешулана), а также в Малханском хребте (водораздел рек Блудной и Унго). Возможно, что часть среднепалеозойских отложений, глубоко переработанных интрузиями гранитов, включается в состав малханского метаморфического комплекса.

В бассейне р. Ортинки разрез ортинкской свиты, по данным В. И. Фельдмана, следующий (снизу вверх):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Ортосланцы, образованные по эффузивам кислого состава (обнажаются в ядре антиклинальной складки) | 200—250 м |
| 2. Толща аркозовых песчаников и алеврито-пелитовых сланцев с линзами полимиктовых конгломератов с гальками кислых эффузивов, порфироидов и мелко-среднезернистых биотитовых гранитов | 400—500 " |
| 3. Толща зеленокаменных андезитовых порфиритов с прослоями апотуфовых филлитовидных сланцев | 3000 " |
- Общая мощность ортинкского комплекса достигает 3700 м.

Аналогичный разрез приводится для бассейна р. Дешулана. Восточнее, в бассейне р. Улетка, И. Н. Фомин и В. И. Лошманов (1959 г.) наблюдали залегание ортинкской свиты на размытой поверхности малханского метаморфического комплекса и прорывающих его каледонских гранитов. Эти исследователи приводят следующий разрез ортинкской свиты:

- | | |
|--|-------------|
| 1. Нижняя подсвита начинается конгломератами, залегающими на размытой поверхности каледонских гранитов, выше следуют аркозовые и полимиктовые песчаники с прослоями кислых эффузивов, кварцевосерицитовых и кремнисто-углистых сланцев | 1000—1100 м |
|--|-------------|

2. *Средняя подсвета* представлена зеленокаменными эффузивами (андезитовыми и диабазовыми порфиритами) иногда миндалекаменными . 1000 м
3. *Верхняя подсвета* сложена амфиболово-биотитовыми, кварцево-биотитово-полевошпатовыми и эпидотово-серицитово-хлоритовыми апоэффузивными сланцами с редкими прослоями песчаников. Высокая степень метаморфизма пород объясняется контактовым влиянием среднепалеозойской интрузии . 700 „
- Общая мощность разреза не менее 2700 м.

Породы ортинкского комплекса интенсивно дислоцированы и образуют складки северо-восточного и широтного простираний, от которых сохранились только реликты.

В 1958 г. И. Н. Фоминым и В. И. Лашмановым среди алевролитовых прослоев в верхней половине разреза ортинкского комплекса обнаружен отпечаток древесной растительности плохой сохранности. Эта находка указывает на то, что возраст вмещающих пород не может быть древнее девонского, поскольку древесная растительность в более древних отложениях неизвестна. По устному сообщению М. О. Борсук, отпечаток сходен с корой *Lepidodendron* sp., произраставшего в нижнем карбоне.

В южной части Хилокской зоны в бассейне р. Шимбелик (по правобережью р. Чикоя) к среднепалеозойским отложениям ортинкского комплекса относятся сильно ороговикованные конгломераты со сплюснутыми гальками, представленными серыми гнейсовидными и массивными гранитами и кристаллическими сланцами. Здесь же развиты чередующиеся черные алевролитовые сланцы, песчаники и измененные эффузивы, интенсивно рассланцованные и метаморфизованные.

К северо-западу от с. Красный Чикой Н. П. Костюков (1960 г.) условно к среднему палеозою относит кислые эффузивы, залегающие на каледонских гранитах и прорванные среднепалеозойскими гранитами.

Приведенный выше материал позволяет сделать следующие выводы о развитии региона в среднепалеозойское время:

1. В Хилокской зоне среднепалеозойские отложения представлены грубообломочными и эффузивными породами. По-видимому, в это время здесь господствовали типичные геоантиклинальные условия.

2. В Зачикойской и Даурской зонах существовали геосинклинальные условия развития, начавшиеся, возможно, еще в нижнепалеозойское время. Большие мощности отложений, частые чередования терригенных осадков различных глубин, их большая фациальная изменчивость свидетельствуют об интенсивных тектонических движениях в процессе осадконакопления. Присутствие в разрезе Даурской зоны горизонтов зеленокаменных ортосланцев и мощных прослоев сургучных яшм и других кремнистых сланцев свидетельствует об интенсивной подводной вулканической деятельности, характерной для наиболее подвижных центральных частей геосинклинальных прогибов. Зачикойская зона, по-видимому, относится к краевой части этого прогиба, так как здесь развиты в основном терригенные флишоидные толщи, часто известковистые.

3. Присутствие в разрезах среднего палеозоя конгломератов указывает на наличие островных гряд, около которых и происходило образование этих пород, сравнительно быстро сменяющихся глубоководными отложениями.

Как видно из вышесказанного, основные вопросы стратиграфии палеозойских отложений Центрального Забайкалья еще далеко не разрешены. В настоящее время для них не представляется возможным вы-

делить сколько-нибудь обоснованно даже системы, как нельзя и провести обоснованно границу между докембрием и палеозоем, а в ряде случаев и между нижним и средним палеозоем, средним палеозоем и пермью.

Глубокий метаморфизм описанных отложений и их чрезвычайная бедность палеонтологическими остатками при значительном литологическом однообразии являются главными трудностями для построения обоснованных стратиграфических схем палеозоя Центрального Забайкалья. Лишь в самое последнее время намечается возможность определить возраст этих немых толщ по палинологическим остаткам и в этом направлении получены первые результаты.

Пермские отложения

Пермские отложения в Забайкалье установлены сравнительно недавно. В 1928 г. геологом Н. С. Донским в Центральном Забайкалье, к северо-востоку от устья р. Ближний Гомор (бассейн р. Чикоя, недалеко от д. Гутай) впервые выделены палеонтологически охарактеризованные верхнепалеозойские отложения, которые по предварительному определению нескольких экземпляров фауны были отнесены к нижнему карбону. В 1937 г. на основании более полных сборов фауны, произведенных П. Е. Луненком, в этом же районе возраст указанной толщи был определен как переходный от верхнего карбона к нижней перми.

В 1937—1940 гг. Ю. П. Деньгиным, И. В. Лучицким и М. С. Нагибиной северо-восточнее д. Гутай (в районе нижнего течения р. Мергени), была обнаружена литологически сходная толща, содержащая фауну, близкую к гутайской.

В 1947 г. П. И. Налетов и Н. П. Бессолицын, пользуясь палеонтологической характеристикой, приведенной в отчете Ю. П. Деньгина, отнесли всю песчано-конгломерато-сланцевую толщу, развитую узкой полосой в среднем течении р. Чикой (на водоразделе рек Куналея и Мергени), к пермо-карбону.

В 1955 г. Читинской геологопоисковой партией в устье р. Мергени найдена новая точка с пермской фауной, среди которой М. В. Куликовым определены *Licharewia* cf. *grewingki* Netsch. и *Punctospirifer cristata* Schloth., указывающие на верхнепермский возраст этих отложений.

В 1956 г. Ю. П. Деньгиным по р. Моргинтую впервые выделены пермские отложения с морской фауной. Видовой состав брахиопод и пелеципод из этих отложений, по мнению М. В. Куликова, характерен для верхней перми.

В 1957 г. Л. А. Козубова в нижнем течении р. Мергени и в районе д. Гутай провела сбор фауны, изучение которой позволило М. В. Куликову выделить как нижнепермские, так и верхнепермские отложения.

В 1928 г. в Восточном Забайкалье палеонтологически охарактеризованные пермские отложения впервые были выявлены С. А. Музылевым и В. Н. Рудневым в районе Торейских озер, у оз. Чиндант. На восточном берегу этого озера обнаружена мощная, преимущественно песчано-сланцевая толща, разделенная авторами на восемь свит. В седьмой свите (сверху) собрана многочисленная фауна, определение которой позволило Г. Н. Фредериксу (1931) отнести эти отложения к артинскому ярусу нижней перми.

Несколько ранее другими авторами в бассейне р. Онона (в районе падей Чирон и Кангил) была выделена литологически сходная с седьмой свитой толща, отнесенная им тогда к нижнему карбону. Позднее, в связи с установлением пермского возраста осадков, развитых в районе оз. Чиндант, чиронская толща по аналогии была отнесена также к пермской системе.

В последующие годы В. Н. Рудневым (Руднев, Тетяев, 1932), Е. Н. Шукиной и Д. С. Соколовым в районе ст. Куэнга был обнаружен небольшой участок пород, имеющий тектонический контакт с породами метаморфического комплекса. Возраст этих пород на основании находки в них растительных остатков определен как пермский.

В 1960 г. Ю. Ф. Мисником установлено, что в пределах указанного участка пермские отложения значительно более широко распространены, чем это предполагалось ранее. Среди развитых здесь вулканогенно-обломочных пород выявляются прибрежно-континентальные осадки (с флорой) и морские отложения, в которых обнаружена фауна. О. М. Кичигина (1933) в Белектуйском районе, расположенном в верхней части бассейна р. Борзи, выделила пермские отложения, которые расчленила на девять свит, и высказала предположение о принадлежности верхней части разреза к верхней перми.

Более детально пермские отложения Борзинского района позднее были изучены группой геологов (Н. Л. Кудрявцева, Д. С. Соколов, Д. Д. Савченко, А. А. Чаадаева и др.), выделивших в составе перми тринадцать свит.

В 1952 г. Д. Ф. Масленников детально изучивши разрезы перми в Борзинском, Шилкинском и Агинском районах, впервые составил сводку по стратиграфии перми восточных и центральных областей Забайкалья и описал многочисленную фауну, которая позволяет отнести морскую верхнепалеозойскую толщу к нижней перми.

За последние годы в Восточном Забайкалье выявлено широкое распространение морских и континентальных пермских отложений. Результаты исследований по этому району обобщены в сводной работе В. Н. Козеренко (1956). В 1956—1957 гг. в низовьях рек Онона и Ингоды (Чиронское пермское поле) М. И. Тулохонов провел геологическую съемку и собрал обильную фауну, определенную М. В. Куликовым. Изучение чиронской фауны показало, что верхняя часть разреза, несомненно, является верхнепермской и соответствует верхней части гутайской свиты Западного Забайкалья.

В 1957 г. Н. И. Тихомиров описал пермские отложения, развитые в междуречье Кыра-Онон, где они обнаружены по присутствию зерен пыльцы *Coniferae* и *Pinus*, аммонита, относящегося к родам *Xenodiscus* или *Paraceltites*, и отпечатков крупных гастропод.

В 1958 г. А. А. Локерман обнаружил континентальные грубообломочные отложения, охарактеризованные флорой верхнепермского возраста в Приаргунье, в районе поселка Нерчинский Завод, и тонкозернистые осадки, содержащие верхнепермскую пыльцу, в 30 км к западу от этого участка, около с. Золотоноша.

В результате исследований последних лет чачинская свита, развитая по левобережью р. Шилки, отнесена Л. Ф. Мисником к пермским осадкам. Значительное поле пермских отложений выявлено также в низовьях р. Газимура (М. Ю. Фишкин, Е. М. Лейфман, В. Л. Литвинов).

В последние годы получен весьма важный материал по пермским отложениям Забайкалья. По данным В. А. Амантова и О. Н. Зориной

(1960 г.) в составе песчаниково-сланцевых отложений Агинского поля и южной части Центрального Забайкалья, которые ранее неверно относились к среднему и даже частично нижнему палеозою, значительную роль играют отложения, датирующиеся в рамках от верхнего карбона до низов триаса включительно. Правда, следует отметить, что собранные здесь остатки флоры и фауны еще окончательно не обработаны и в дальнейшем, по-видимому, будет уточнен возраст как комплекса в целом, так и отдельных свит, его слагающих.

Пермские отложения Забайкалья подверглись глубокому размыву, от которого они уцелели лишь в виде сравнительно небольших останцов, выступающих на дневную поверхность изолированными пятнами. Наибольшее распространение они имеют в Восточном Забайкалье, где слагают ряд площадей. Наиболее крупные площади находятся в районе ст. Борзя, и по последним данным — в западной части Агинского поля. В районе ст. Борзя пермские отложения полосой, ширина которой около 20 км, протягиваются от границы с Монгольской Народной Республикой до ст. Борзя и далее на северо-восток до хребта Кукульбей. Южнее выходы их известны на юго-восточном склоне Нерчинского хребта, а также в районе оз. Чинданта, оз. Хара-Нор и у ст. Даурия. Севернее, в Шилкинском районе, пермские осадки развиты по рекам Чирон и Кангил (левые притоки р. Онона). Далее они протягиваются в Агинский район, где широко распространены на водоразделах рек Берея, Жилхоши, Хара-Шабир, Зугулая и др.

В Центральном Забайкалье палеонтологически охарактеризованные осадки перми известны пока в сравнительно немногих пунктах, расположенных в бассейне р. Чикоя, а именно, у д. Гутай, в низовьях р. Мергени, по р. Моргинтуй. По р. Мергени за последние годы установлено несколько новых выходов отложений морской перми.

В 1957 г. В. А. Амантовым в линзе известняков устьборзинской свиты ниже-среднедевонского возраста, в 1,5 км северо-восточнее поселка Усть-Борзя впервые обнаружена фауна фузулинид, среди которой А. П. Гроздиловой определены *Paraschwagerina* (?), *Triticites* и *Fusulinella* из группы *Fusulinella pulchra* Ra u s. По ее мнению, фауна характерна для верхней части верхнего карбона или нижней части сакмарского яруса, но выше тастубского горизонта нижней перми Европейской части СССР.

Указанные органические остатки обнаружены в карбонатных породах, которые до сего времени не были известны в пермских отложениях Забайкалья.

Пермские отложения Забайкалья представлены морскими, преимущественно мелководными фациями и континентальными обломочными отложениями. По последним данным, к пермским отложениям относятся также некоторые вулканогенно-осадочные толщи, развитые в окрестностях д. Моргинтуй, в низовьях р. Чикоя и Куэнга, а также в области Тугнуйского хребта, по р. Хилку и в других местах за пределами Читинской области.

В морских отложениях ясно выражено неоднократное чередование прибрежных песчано-глинистых и конгломератовых фаций. В южных районах Восточного Забайкалья преобладают псаммитовые осадки, причем очень характерна фация граувакковых песчаников, широко распространенная в северной части Борзинского района. Севернее, в Шилкинском и Агинском районах развиты глинистые сланцы, а также конгломераты, которые достигают мощности 100 м и более. В наиболее

северных выходах здесь установлены осадочно-вулканогенные образования.

По литологическому составу, а до некоторой степени и по фауне, довольно отчетливо обособляются три типа разрезов, свойственных соответственно трем основным площадям (полям) развития перми: Чиронский, Борзинский и Центрально-Забайкальский.

Первый тип разреза представлен преимущественно глинистыми и песчано-глинистыми сланцами и аргиллитами, содержащими многочисленную, хотя и плохо сохранившуюся фауну. Здесь, по-видимому, совсем отсутствуют эффузивные и граувакковые горизонты.

Второй тип разреза характеризуется преобладанием алевролитов и песчаников (часто граувакковых), в нижней части разреза развит горизонт эффузивов, а в верхней — кварциты и алевролитистые сланцы. Породы этого типа разреза имеют более высокую степень метаморфизации и содержат редкие и плохо сохранившиеся остатки фауны.

В качестве подтипа здесь должны быть выделены установленные в последнее время отложения, развитые в западной части Агинского поля и южных районах Центрального Забайкалья. Здесь наиболее распространены массивные окремненные полимиктовые песчаники, которые в нижней части разреза сменяются алевролито-сланцевыми или алевролито-песчаниковыми флишоидными отложениями.

Центрально-Забайкальский разрез перми, в отличие от Восточно-Забайкальского, как это установлено недавно работами Ю. П. Деньгина и Л. А. Козубовой, представлен в основании конгломератами, которые выше сменяются песчаниками и алевролитами. В некоторых разрезах этого участка существенную роль играют разнообразные эффузивы и туфы. Циклическая смена пород конгломераты — песчаники — алевролиты, характерная для разрезов перми Восточного Забайкалья, в пределах данного участка не наблюдается.

Определение истинных мощностей разрезов из-за плохой обнаженности и сложной тектоники в большинстве случаев затруднительно. По материалам Д. Ф. Масленникова, мощности установлены для разрезов пади Унгадый (520 м), пади Чирон (650 м) и пади Берея (около 700 м). Мощность разреза пермских отложений в Борзинском районе (по Д. Ф. Масленникову) едва ли достигает 3400 м, а по данным предыдущих исследований она составляет около 7000 м. М. И. Тулохонов определяет мощность пермских отложений в Чиронском поле до 2000 м. В Центральном Забайкалье, в среднем течении р. Чикоя (р. Моргинтуй) видимая мощность пермских отложений достигает 350 м (по Ю. П. Деньгину), а в нижнем течении р. Мергени пермские отложения (в одном разрезе) имеют мощность до 200 м (по Л. А. Козубовой). Пермские осадочно-вулканогенные образования низовий р. Чикоя обладают суммарной мощностью не менее 1000 м. По мнению М. В. Куликова, в ряде случаев мощность пермских образований завышена, особенно в Борзинском районе, где они палеонтологически слабо охарактеризованы и осложнены тектоническими нарушениями.

Фауна в пермских отложениях (особенно в Центральном Забайкалье и на Чиронском поле Восточного Забайкалья) многочисленна, но сохранность ее плохая. В ее составе преобладают брахиоподы, представленные в основном продуктидами и спириферадами, в меньшем количестве встречаются пелециподы и гастроподы, часто наблюдаются сетчатые мшанки, имеющие обычно плохую сохранность; известны находки (Центральное Забайкалье) одиночных кораллов, широко раз-

виты членики морских лилий, диаметр которых иногда достигает 10 мм и больше.

Видовой состав забайкальской фауны по сравнению с другими регионами является более однообразным. Из забайкальской перми описано немногим более 100 видов и разновидностей. Большая часть видов встречается редко и описана по единичным экземплярам. Характерной особенностью фауны является преобладание мелкорослых особей, и лишь немногие виды представлены крупными экземплярами. Видовой состав ее типичен для фауны бореальной провинции и имеет большое сходство с фауной Верхоянско-Колымской области и западного сектора Арктики. Установлен также ряд видов брахиопод и моллюсков, имеющих широкое распространение в казанских отложениях Русской платформы.

Ввиду слабой изученности пермских отложений основной стратиграфической единицей, принимаемой для их расчленения, является свита, которая характеризуется определенной фауной и литологическим составом пород. В пределах Читинской области, как уже отмечалось выше, выделяются три главных площади развития перми, охарактеризованные фауной: Чиронская, Борзинская и Центрально-Забайкальская, причем последняя состоит из разрозненных участков — гутайского, мергенского и мургинтуйского.

Кроме того, выделяется значительная территория, в пределах которой устанавливаются отложения, датирующиеся в более широких возрастных рамках (от верхнего карбона до низов триаса включительно). Они развиты на западе Агинского поля и юге Центрального Забайкалья. Здесь обнаружены лишь единичные находки фауны и флористические остатки.

Чиронская площадь. Эта площадь развития морских пермских отложений расположена на левобережье р. Онона, в приустьевой части. Наиболее полные разрезы здесь наблюдаются по падям Унгадуй, Чирон и Кангил в Шилкинском районе и по падям Берея и Хара-Шибир в Агинском национальном округе Читинской области. Характерной их особенностью является наличие трех постоянных горизонтов конгломератов, один из которых является базальным. Конгломераты почти на всей площади имеют одинаковый состав и, занимая определенные стратиграфические положения в разрезах, делят пермскую толщу на три свиты.

Чиронская свита (P_{1a}) несогласно перекрывает толщу условно среднего палеозоя и сложена следующими горизонтами (снизу вверх):

1. Конгломерат базальный состоит из мелкой и плоской, слабо окатанной гальки, представленной серицитовыми сланцами подстилающего «немного» палеозоя, белым кварцем и кремнистыми породами, сцементированными глинистой и песчано-слюдистой массой, в которой наблюдаются обломки мшанок *Fenestella* и членики стеблей морских лилий. Конгломерат залегает с резким угловым несогласием на размытой поверхности сильно дислоцированных пород ононской свиты
 2. Сланцы зеленовато-серые, иногда темные глинистые и песчано-глинистые с прослоями мелкозернистых песчаников. По пади Хара-Шибир в основании горизонта лежит песчаник, а по пади Чирон — прослой брекчиевидной породы и мелкогалечного конгломерата.
- Общая мощность свиты 90—175 м.

2—18 м

Сланцы содержат многочисленную фауну: *Fenestella* sp. indet. (много), *Polypora* sp., *Trepostomata* sp. indet., *Sulcoretepora* sp. indet.,

Pinnatopora sp. indet., *Chonetes alata* Stuck., *Ch. variolata* d'Orb., *Ch. paraconvexa* Masl. (in litt.), *Derbya regularis* Waag., *Productus (Avonia) verchoyanicus* Frcks. var. *cisbaicalicus* Masl. (in litt.), *Pseudosyrinx kolymaensis* Tolm., *Spirifer (Neospirifer)* cf. *marconi* Waag., *Spirifer (Neospirifer)* cf. *subfasciger* Lich., *Spirifer (Neospirifer)* cf. *profasciger* Masl. (in litt.), *Spirifer (Cyrtospirifer?)* cf. *kharaulakhensis* Frcks., *Athyris (Actinoconchus) planosulcatus* Phill., *Dielasma truncatum* Waag., *Aviculopecten punctatus* Reed, *Aviculopecten* cf. *hiemalis* Salt., *Aviculopecten* cf. *circularis* Masl. (in litt.), *Av. tschironensis* Masl. (in litt.) и др.

Кроме того, обнаружены редкие остатки *Laevidentalium priscum* Münst. и *Straparollus* sp.

Свита Унгадый (P_{1b}) имеет следующий разрез (снизу вверх):

- | | |
|--|----------|
| 1. Конгломерат внутрiformационный зеленовато-серый, по составу неотличимый от базального с остатками <i>Fenestella</i> sp. indet., <i>Polypora</i> sp. indet. В пади конгломерат имеет темно-серую окраску и состоит из кремнистой гальки и кварцитовидного цемента, а в пади Берея — почти нацело замещается песчаником | 12—110 м |
| 2. Песчаник серый, тонкозернистый | 2,5 " |
| 3. Сланцы глинистые и песчано-глинистые, зеленовато-серые тонко- и среднезернистые, плотные с прослоями аргиллитов | 174 " |
| 4. Песчаник аркозовый серый тонкозернистый | 30 " |
| Общая мощность свиты 170—316 м. | |

В сланцах и аргиллитах этой свиты содержится разнообразная фауна (главным образом брахиопод), очень близкая к фауне вышележащей свиты. Отсюда известны следующие виды: *Streptorhynchus crenistria* var. *spaticostata* Masl. (in litt.), *Isogramma carinata* Masl. (in litt.), *Chonetes ambiensis* Waag., *Chonetes cf. alata* Stuck., *Ch. brama* Frcks., *Ch. paraconvexa* Masl. (in litt.), *Ch. squama* Waag., *Ch. vichnu* Salt., *Productus (Echinoconchus) fasciatus* Kut., *Productus (Avonia) verchoyanicus* var. *cisbaicalicus* Masl. (in litt.), *Spirifer (Punctospirifer)* cf. *ornatus* Waag., *Athyris (Cleiothyridina) pectinifera* Sow., *Dielasma truncatum* Waag., *D. plana* Masl. и др.

Из представителей других ископаемых редко встречаются: *Cardiomorpha* sp. indet., *Edmondia* sp., *Aviculopecten* cf. *manchuricus* Chaо, *Pecten* sp., *Fenestella* sp., *Polypora* sp., членики морских лилий.

Берейнская свита (P₂) имеет следующий порядок напластования (снизу вверх):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Конгломерат внутрiformационный, сходный с базальным. По пространию он замещается песчаником, а в районе пади Чирон темно-серым кварцито-кремнистым конгломератом. В цементе его иногда встречаются <i>Fenestella</i> sp. indet., <i>Chonetes</i> sp., <i>Spirifer</i> sp. indet., Crinoidea | 0,45—42 м |
| 2. Сланец глинистый, темно-серый, с листочками слюды. Мощность не установлена. | |
| 3. Песчаник кварцитовидный, слюдястый | 3 " |
| 4. Сланец глинистый, зеленовато-темный | 6 " |
| 5. Песчаник аркозовый, тонко- и среднезернистый, окварцованный | 7 " |
| 6. Сланец глинистый, темно-серый, шелковистый | 4 " |
| 7. Сланец глинистый с листочками слюды и прослоями песчаников | 38 " |
| 8. Песчаник слюдястый, окварцованный | 8 " |
| 9. Сланец глинистый, зеленовато-серый, с прослоем песчаника | 23 " |
| 10. Песчаник среднезернистый, серый | 3,5 " |
| 11. Песчаник аркозовый с прослоями песчаника | 46 " |
| 12. Песчаник аркозовый, с прослоями глинистого сланца. Мощность не установлена. | |

13. Сланец глинистый, зеленовато-серый	20 м
14. Песчаник тонкозернистый	1,2 "
15. Сланец глинистый, с прослоями тонкозернистого песчаника	43 "
16. Песчаник слюдястый, окварцованный	14 "
17. Сланец глинистый	15 "
18. Песчаник светло-серый, известковистый. Мощность не установлена.	
Мощность свиты до 330 м.	

Береинская свита характеризуется следующим составом фауны: *Fenestella* sp. indet., *Trepotomata* sp., *Sulceretepora* sp. indet., *Geinitzella* cf. *columnaris* Schloth., *Dielasma elongatum* Schloth., *Dielasma* cf. *truncatum* Waag., *Athyris* (*Cleiothyridina*) *pectinifera* Sow., *Athyris* (*Cleiothyridina*) *royssiana* Keys., *Athyris* (*Actinoconchus*) cf. *planosulcata* Phill., *Rhynchopora labjaensis* Tolm., *Spirifer* (*Licharewia*) cf. *lahuseni* Netsch., *Spirifer* (*Licharewia*) cf. *rugulatus* Kut., *Spirifer* (*Neospirifer*) *profasciger* Masl. (in litt.), *Spirifer* (*Neospirifer*) *subfasciger* Lich., *Spirifer* (*Spirifer*) *krasnotschikoensis* Masl. (in litt.), *Spirifer* (*Punctospirifer*) *cristata* Schloth., *Spirifer* (*Pterospirifer*) *alatus* Schloth., *Spiriferina acuticostata* Masl. (in litt.), *Sp. submultiplicata* Masl. (in litt.), *Productus* (*Cancrinella*) cf. *cancrini* Vern., *Productus* (*Pustula*?) *baicalensis* Masl. (in litt.), *Productus* (*Pustula*) *limus* Masl. (in litt.), *Aviculopecten agaensis* Masl. (in litt.), *Av. pterinoides* Masl. (in litt.), *Lima indoga* Masl. (in litt.), *Pecten* (*Pseudamussium*) *pusillus* Schloth., *Pecten* (*Pseudamussium*) *sericeus* Vern., *Nucula wymensis* Keys., *Patella* (?) *sabaicalica* Kul. (in litt.), *Pseudobakewellia antiquaeformis* Noin., *Pleurophorus* (?) *orientalis* Lich., *Straparollus* cf. *permianus* King. и др.

Д. Ф. Масленников считает общую мощность пермских отложений Чиронского поля равной 820 м, а М. И. Тулохонов — 2000 м.

Изучение и расчленение пермских отложений, развитых в районе ст. Борзя (Забайкальской ж. д.), сильно затруднено скудостью содержащихся в них органических остатков, сложной дислоцированностью пластов и слабой обнаженностью района.

Разрез (схематический) пермских отложений, по данным Д. Ф. Масленникова, следующий (снизу вверх):

Кундойская (песчано-сланцевая) свита (P_{1a}) представлена глинистыми, обычно темными и плотными сланцами, песчано-глинистыми мягкими зеленовато-серыми сланцами; тонкозернистыми сливными кварцитовидными песчаниками и мягкими глинистыми песчаниками, а также конгломератами. Фауна этой свиты крайне бедна и представлена главным образом породообразующими мшанками. В составе свиты имеются маркирующие прослойки песчано-глинистых пород, сплошь состоящих из остатков *Fenestella*, *Polypora*, *Trepotomata*. Разрез свиты следующий (снизу вверх):

1. P₁¹ — конгломерат массивный, зеленовато-серый, состоящий из песчано-кремнистой гальки и песчаного цемента, в котором обнаружены обломки *Leda* sp., *Rhynchopora* cf. *lobjaensis* Tolm., *Fenestella* sp., *Gastropoda* и членики стеблей морских лилий. Выходы конгломерата наблюдаются в районе разъезда Сокутуй, а также юго-западнее вдоль полосы юрских конгломератов. По аналогии с более северными районами можно предположить, что он является базальным и должен залегать на отложениях карбона. Мощность его не установлена.
2. P₁² — сланцы (пачка) глинистые и песчано-глинистые и песчаники, содержащие малоомощные прослойки, сплошь состоящие из сеточек *Fenestella* и других мшанок, реже встречаются *Spirifer* sp. indet., *Pecten* (*Pseudamussium*) *sericeus* Vern.

около 840 м

Харанорская (песчано-сланцево-эффузивная) свита (P_1^b) подразделяется на следующие горизонты (снизу вверх):

1. P_1^3 — горизонт мелкозернистых, нередко окварцованных граувакк с прослоями и линзами конгломератов. Фауна здесь встречается редко. Отсюда известны: *Spirifer* sp. indet., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Athyris* (*Actinoconchus*) *planosulcatus* Phill. 230 м
2. P_1^4 — горизонт переслаивающихся глинистых песчаников, мелкозернистых граувакк, глинистых и песчано-глинистых сланцев, содержащих органические остатки *Geinitzella* cf. *columnaris* Schloth., *Fenestella*, *Polypora* и неопределимых мелких фораминифер. 210 „
3. P_1^5 — горизонт темных шелковистых, иногда окремнелых глинистых сланцев, перемежающихся с песчаниками, нередко кварцитовидными, а также с мелко- и грубозернистыми граувакками. В этом горизонте имеются линзы альбитофиров и плагиоклазовых порфиров . . . около 220 „

Харанорская свита распространена в тех же районах, что и кундойская, а также в верховьях р. Белектуй (правый приток р. Онона).

Белектуйская (кварцито-кремнисто-граувакковая) свита (P_1^c) имеет следующий разрез (снизу вверх):

1. P_1^6 — граувакки зеленовато-серые, преимущественно мелкозернистые, с подчиненными прослоями глинистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Этот горизонт содержит следующую фауну: *Rhipidomella* sp., *Chonetes* cf. *brama* Frcks., *Camarophoria* sp., *Spiriferella* sp. indet., *Ambocoellia acutirostris* Krot., *Athyris* (*Cleiothyridina*) cf. *pectinifera* Sow., *Dielasma* sp., *Nucula borzia* Masl. (in litt.), *Edmondia* sp., *Aviculopecten* ex gr. *subclatratus* Keys., *Straparollus* aff. *permanus* King, *Geinitzella* cf. *columnaris* Schloth., *Fenestella* sp. indet. и *Polypora* sp. 140 м
- Фауна белектуйской свиты содержит в своем составе, наряду с типично нижнепермскими видами, также и верхнепермские виды.
2. P_1^7 — горизонт песчаников кварцитовидных, серых и темно-серых отчасти граувакковых с подчиненными им черными глинистыми сланцами с полосчатыми кварцитами. Редко встречаются остатки *Fenestella*, *Crinoidea* 240 „
3. P_1^8 — горизонт сланцев кремнистых и глинистых, переслаивающихся с песчаниками глинистыми, граувакковыми, или кварцитовидными и содержащими линзы туфов. Из фауны здесь известны: *Geinitzella* cf. *columnaris* Schloth., *Conularia* cf. *hollebeni* Gein. 200 „
4. P_1^9 — граувакки, преимущественно средне- и грубозернистые серые с прослоями глинистых песчаников и редкими остатками *Spirifer* (*Neospirifer*) *profasciger* Masl. (in litt.). *Conularia* cf. *hollebeni* Gein. 230 „
5. P_1^{10} — переслаивание песчаников темно-серых глинистых со светло-серыми более тонкозернистыми, а также с подчиненными прослоями глинистых сланцев и граувакков. Мощности не установлена.

Белектуйская свита широко распространена в верховьях р. Борзи (по падям Белектуй и Бырка), а также по пади Илустуй, пересекающей пермскую толщу почти вкострости простираения. Выходы ее, преимущественно в виде высыпок, известны также к западу от ст. Харанор и разъезда Соктуй, где они прослеживаются сравнительно неширокой полосой, пересекая пади Кинкия, Кундой и Бородиха.

Разрез пермских отложений заканчивается борзинской свитой.

Борзинская (сланцево-песчаная) свита (P_2) подразделяется на следующие горизонты (снизу вверх):

1. P_2^{11} — песчаники светло- и темно-серые глинистые с прослоями сланцев и конгломератов, которые состоят из гальки кремневых, кварцитовых и песчано-сланцевых пород и глинисто-песчаного цемента.

В цементе содержится следующий комплекс фауны: *Spirifer* (*Cyrtospirifer*)? aff. *kharaulakhensis* Frcks., *Squamularia* cf. *elegantula* Gein.,

Nucula cf. perlonga Mans., *N. subaequilatera* Schl. var. *tewagensis* Reed, *Nucula* aff. *wymensis* Keys., *Pseudomonotis* sp., а также отпечатки *Chiropteris* aff. *palmilobata* Zal.

В гальке конгломерата найдена нижнекаменноугольная фауна типа фауны Кулинды, а именно *Productus* (*Dictyoclostus*) cf. *burlingtonensis* Hall, *Springothyris* sp. и др.

В песчаниках и сланцах этой же свиты известны находки *Conularia hollebeni* Gein., *Conularia* cf. *laevigata* Moog. и др.

- | | |
|--|-------------|
| Мощность горизонтов P ₁ ¹⁰ и P ₃ ¹¹ | около 420 м |
| 2. P ₂ ¹² — песчаники темно-серого и грязно-серого цвета с подчиненными им среднезернистыми граувакками | 360 , |
| 3. P ₂ ¹³ — переслаивающиеся глинистые и кварцитовидные песчаники с подчиненными прослоями сланцев и граувакк. В породах редко наблюдаются ходы червей и членики стеблей морских лилий | 280 ,, |

Борзинская свита имеет наиболее широкое распространение, слагающая основную часть пермского поля к северо-востоку, югу и юго-западу от ст. Борзя. Общая мощность ее достигает 860 м. Она характеризуется наличием в ней двух комплексов пород — верхнего (белектуйско-борзинского), по-видимому, верхнепермского возраста и нижнего (кундойско-харанорского) — нижнепермского возраста.

Детальное изучение пермских отложений Восточного Забайкалья показывает, что для них характерна ритмичность в осадконакоплении, отчетливо выраженная почти во всех разрезах, однако общее количество ритмов до сих пор точно не установлено.

Пермские отложения подразделены на ряд свит, соответствующих определенным седиментационным ритмам, каждый из которых начинается конгломератами и заканчивается толщей песчано-глинистых пород. Конгломераты, занимая определенное стратиграфическое положение в разрезе, фиксируют моменты общего максимального поднятия морского дна, которые в Восточном Забайкалье неоднократно повторялись. Песчано-глинистые горизонты соответствуют периодам опускания дна бассейна, периодам наступания береговой линии в глубь континента.

На чиронской площади выделяются три седиментационных цикла, а на борзинской — четыре.

Конгломераты накапливались неодинаково в разных районах. В разрезах пади Чирон и Унгадый они имеют мощность более 100 м, тогда как в других местах мощность их резко сокращается, а в некоторых случаях они нацело замещаются обычно крупнозернистыми песчаниками. Конгломераты играют роль маркирующих горизонтов и значительно облегчают расчленение пермской толщи.

Достоверная увязка разрезов Чиронского и Борзинского полей возможна, однако, лишь по фауне, но фауна борзинской перми скудна и слабо изучена. Поэтому сопоставление разрезов в пределах свит имеет некоторую условность. Наиболее вероятным является сопоставление береинской свиты Чиронского поля с белектуйской и борзинской свитами Борзинского поля.

Изучение фауны пермских отложений Чиронского поля позволило М. В. Куликову произвести следующее сопоставление пермских отложений Чиронского и Борзинского полей (табл. 1).

В Центральном Забайкалье изучены три разреза. Два разреза наиболее полно охарактеризованы фауной, позволившей расчленить пермские отложения. В 1956 г. по рч. Моргинтую, в области развития жиндоконской свиты, Ю. П. Деньгиным на небольшом участке (0,5 × 0,8 км) была собрана пермская фауна. По его мнению, эти отложения

отделены перерывом от осадочно-вулканогенных образований жиндоконской свиты, возраст которой условно определялся как среднекаменноугольный.

Таблица 1

Возраст	Чиронское поле	Борзинское поле
	Свиты	
Верхняя пермь	Берейнская	Борзинская
		Белектуйская
Нижняя пермь	Унгадый	Харанорская
		Чиронская

Данные Н. П. Костякова показывают, что здесь должна быть выделена единая осадочно-вулканогенная свита, относящаяся к перми. В нижней ее подсвите, обнажающейся по рч. Моргинтую, Ю. П. Деньгин выделяет три пачки (снизу вверх):

1. Конгломератовая, представленная конгломератами с немногочисленной галькой и с прослоями галечного конгломерата и полимиктового песчаника. Видимая мощность свыше 120 м
2. Песчаниковая, содержащая единичные прослои кислого пеплового туфа и сферолитового кварцевого порфира. В верхней части появляются прослои (5—6 м) алевролита, содержащего скудные остатки фауны 150 „
3. Алевролитовая, в отдельных прослоях которой содержатся остатки фауны. Видимая мощность 60 „

Из верхней пачки гутайской свиты М. В. Куликовым определена следующая фауна: *Derbya regularis* Waag., *Spirifer (Neospirifer) profasciger* Masl. (in litt.), *Spiriferina submultiplicata* Masl. (in litt.), *Mariniopsis darviniformis* Einor (in litt.), *Athyris (Cleiothyridina) cf. royssiana* Keys., *Isogramma (?) cf. carinata* Masl. (in litt.), *Aviculopecten cunctatus* Reed, *Aviculopecten cf. pterinoides* Masl. (in litt.), *Pecten (Pseudamussium) sericeus* Schloth. Данный комплекс фауны характерен для отложений верхней перми Северо-Востока СССР.

Верхняя часть свиты состоит из основных и средних эффузивов, туфов и туфобрекчий, а также туфопесчаников. Наибольшее развитие среди них имеют различные порфириты. Мощность всей свиты составляет около 1100 м.

В 1957 г. в нижнем течении р. Мургени Л. А. Козубовой установлена обломочная свита, в которой выявлена ниже- и верхнепермская фауна. По литологическому составу развитые здесь осадочные породы подразделяются на две толщи: нижнюю, сложенную конгломератами и песчаниками, и верхнюю — алевролитовую.

Нижнепермские отложения залегают непосредственно на гранитах и ороговикованных породах среднепалеозойского комплекса и представлены конгломератами, аркозовыми и дресвянистыми песчаниками и алевролитами. Конгломераты сложены среднегалечными и крупногалечными разностями и имеют песчанистый и глинистый цемент. Хорошо окатанная галька представлена гранитоидами, кислыми туфами,

песчаниками и среднепалеозойскими алевролитами, на которые свита непосредственно налегает. Дресвянистые песчаники образованы главным образом за счет минералов и обломков гранитов.

Алевролиты, залегающие в верхней части разреза нижней перми, охарактеризованы довольно однообразным составом фауны, определенной М. В. Куликовым. Здесь выявлены: *Dielasma* cf. *truncatum* Waag, *Rhynchopora* cf. *variabilis* Stuck., *Athyris* (*Actinoconchus*) *planosulcata* Phill., *Spirifer* (*Odontospirifer*) *krasnotschikoensis* Masl. (in litt.), *Chonetes* (*Chonetes*) *variolata* d'Orb., *Chonetipustula* *neoplicatilis* Step. Кроме того, Д. Ф. Масленниковым здесь же указываются следующие нижнепермские виды: *Productus* (*Pustula*) *juresanensis* Tschern., *Productus* (*Plicatifera*) *minor* Schellw., *Productus* (*Pustula*) *verchoyanicus* Frcks. var. *cisbaicalica* Masl. (in litt.).

Общая мощность нижнепермских отложений 100 м.

Верхнепермские отложения представлены алевролитами, в которых выделяются два горизонта: нижний, представленный алевролитами, содержащими очень плохо отсортированный обломочный материал (встречаются обломки гранитов и аплитов до 10 см в диаметре) с частыми прослоями песчаников и многочисленной фауной, и верхний — алевролитовый, почти без фауны, с редкими прослоями песчаников и конгломератов.

В нижнем горизонте В. М. Куликовым определена следующая фауна: *Dielasma borealis* Frcks., *Rhynchopora babjaensis* Tolm., *Athyris* (*Cleiothyridina*) cf. *pectinifera* Sow., *Martiniopsis darwiniformis* Einor (in litt.), *Spirifer* (*Blaspirifer*) *mongugayensis* Masl. (in litt.), *Spirifer* (*Licharewia*) cf. *grewinki* Netsch., *Spirifer* (*Licharewia*) cf. *stuckenbergi* Netsch., *Spirifer* (*Cyrtospirifer*?) *kharaulakhensis* Frcks., *Spirifer* (*Pterospirifer*) *alatus* Schloth., *Derbya* cf. *regularis* Waag., *Streptorhynchus crenistra* Phill. var. *spaticostata* Masl. (in litt.), *Productus* (*Pustula*) *baicalensis* Masl. (in litt.).

Кроме того, в верхнепермских отложениях Центрального Забайкалья имеет широкое распространение *Spirifer* (*Neospirifer*) *profasciger* Masl. (in litt.), очень близкий к *Spirifer* (*Neospirifer*) *subfasciger* Lich., известный в нижней перми Забайкалья. Мощность верхнепермских отложений 100 м.

Пермские отложения в районе д. Гутай изучены слабо. По данным Л. А. Козубовой (1957), на размытой поверхности гранитов здесь залегают (снизу вверх):

1. Конгломераты с хорошо окатанной галькой тех же гранитов и других пород среднепалеозойского комплекса с песчано-глинистым цементом.
 2. Песчаники грубозернистые желтовато-серые с прослоями сланцев и туфов.
- Общая мощность этих отложений 350—400 м.

Фауна из пермских отложений, развитых в районе д. Гутай, впервые описана Д. Ф. Масленниковым и отнесена к нижней перми. В 1957 г. Л. А. Козубовой из этих мест была доставлена дополнительная фауна, определение которой, произведенное М. В. Куликовым, дало основание выделить здесь верхнюю и нижнюю пермь.

Нижнепермские отложения, развитые в окрестностях д. Гутай, характеризуются следующей фауной: *Chonetes variolata* d'Orb. var. *crispa* Masl. (in litt.), *Productus* (*Pustula*) *juresanensis* Tschern., *Productus* (*Plicatifera*) *minor* Schellw., *Productus* (*Pustula*) *verchoyanicus* Frcks. var. *cisbaicalicus* Masl. (in litt.).

В верхнепермских отложениях определена следующая фауна: *Dielasma* cf. *borealis* Frcks., *Athyris* (*Cleiothyridina*) *pectinifera* Sow., *Athyris* (*Cleiothyridina*) cf. *subexpansa* Waag., *Spirifer* (*Blasispirifer*) cf. *mongugayensis* Masl. (in litt.), *Pseudobakewellia antiquaeformis* Noip., *Bakewellia* cf. *bicarinata* King., *Sanguinolites* cf. *lunulatus* Keys.

Многие из этих видов были описаны Д. Ф. Масленниковым и отнесены к нижней перми.

Полученный за последнее время материал по Центральному и Восточному Забайкалью вносит существенные коррективы в схему сопоставления пермских отложений, предложенную ранее Д. Ф. Масленниковым. Сопоставление (табл. 2) пермских отложений Центрального и Восточного Забайкалья показывает, что в указанных районах встречаются как верхнепермские, так и нижнепермские отложения. Верхняя часть гутайской свиты, несомненно, соответствует отложениям борзинской и большей части белектуйской свит Борзинского поля и береинской свиты Чиронского поля Восточного Забайкалья. Нижняя половина гутайской свиты соответствует кундойской, харанорской и нижней части белектуйской свит в Борзинском поле, а также чиронской и свите Унгадый в Чиронском поле.

Таблица 2

Возраст	Восточное Забайкалье*		Центральное Забайкалье
	Чиронское поле	Борзинское поле	
Верхняя пермь (P ₂)	Береинская свита	Борзинская свита	Гутайская свита
		Белектуйская свита	
Нижняя пермь (P ₁)	Свита Унгадый	Харанорская свита	
		Чиронская свита	

* По Восточному Забайкалью порядок свит дан по Ф. Д. Масленникову.

Изучение борзинского разреза показывает, что конгломераты, залегающие, по данным Д. Ф. Масленникова, в основании каждой свиты, ничем не отличаются от базальных конгломератов и сложены теми же породами, что и базальные конгломераты. Фауна пермских отложений Борзинского поля представлена двумя комплексами: нижним, включающим отложения кундойской и харанорской свит, и верхним, в который входит большая часть белектуйской свиты и борзинская свита. По мнению М. Б. Куликова, не исключена возможность, что при более детальном изучении пермских отложений Восточного Забайкалья и особенно пермских отложений Борзинского поля будет выделен один цикл осадкообразования.

Кроме морских пермских отложений, полно охарактеризованных органическими остатками, в южной части Центрального Забайкалья (в Даурской зоне) установлены терригенные осадки, в которых обнаружены отдельные экземпляры фауны, а также единичные споры.

В 1943 г. в районе Хапчеранги С. Н. Коровиным было обнаружено ядро цератита, которое определено как *Xenodiscus (Penospis) sp. indet.* В последние годы такие же цератиты обнаружены А. П. Глушковым в заведомо верхнепермской свите на Дальнем Востоке, в хребте Б. Гурки. Они были определены В. Е. Руженцевым как *Peracelmites sp.* и, возможно, хапчерангинский цератит принадлежит к этому же верхнепермскому роду. В Хапчерангинском районе был также выявлен отпечаток крупной гастроподы, сходной с подобными гастроподами пермских отложений Дальнего Востока.

По данным А. Н. Ефимова, пермские отложения этого района, выделенные под названием хапчерангинской свиты, подразделяются на шесть подсвит и в основном сложены зеленовато-серыми, песчаниками, часто кварцитовидными, черными филлитовидными сланцами и мелкогалечными конгломератами, залегающими в виде линз. Мощность свиты оценивается в 3600 м.

Исследования, произведенные В. А. Амантовым, О. Н. Зориной и другими геологами в 1958—1960 гг., показывают, что отложения верхнепалеозойского возраста (по-видимому, включающие также осадки нижнего мезозоя) широко развиты во всей южной части Центрального Забайкалья и в западных районах Агинского поля. Среди этих отложений, подвергшихся лишь предварительному изучению, выделяется два комплекса. Более древний из них датируется в рамках верхнего карбона — нижней перми, более молодой — в рамках верхней перми — низов триаса. Отложения, относящиеся к нижнему комплексу, выявлены в бассейне р. Киркуна, в южной части Центрального Забайкалья. Здесь установлена песчаниково-алевролитовая толща, обладающая общей мощностью около 2400 м. В нижней части этой толщи выявлена фауна мшанок, брахиопод и криноидей. Фауна отличается плохой сохранностью, особенно сильно деформированы брахиоподы и мшанки; среди криноидей Р. С. Елтышева определила *Stomiocrinus permensis*.

По совокупности предварительных определений фауны отложения киркунского разреза отнесены сейчас к верхнепалеозойским (верхний карбон — нижняя пермь). К этому же возрастному комплексу условно отнесены песчано-сланцевые отложения в бассейне р. Бальджи, а также в среднем течении р. Онона (речки Иля и Б. Меджега). Более молодой комплекс отложений (верха перми — низы триаса) широко развит по западной окраине Агинского поля. Здесь выявлены песчано-сланцевые отложения значительной мощности (до 3 км и более), в верхней части которых обнаружены остатки флоры членистостебельных, среди которых Г. П. Радченко предварительно определены *Neocalamites tomiensis* Radcz. и формы, сходные с *Paracalamites malzevskensis* Radcz.

Указанные остатки, по мнению Г. П. Радченко, имеют триасовый облик, однако в нижних горизонтах этих же разрезов установлены единичные экземпляры морской фауны, скорее свидетельствующие о верхнепермском возрасте. Указанные отложения характеризуются значительной фациальной изменчивостью и макроритмическим строением. Наибольшую роль в разрезе играют массивные окремненные полимиктовые песчаники. В низах разреза широко развиты алевролитосланцевые и алевролитопесчаниковые отложения. В верхней части этих отложений четко выражены признаки, указывающие на прибрежно-морские и лагунные условия осадкообразования, что выражается в характере слоистости, обилии растительного детрита и других признаках.

Нижнепермские отложения

Нижнепермские отложения Забайкалья содержат следующий фаунистический комплекс: *Chonetes alata* Stuck., *Ch. variolata* d'Orb., *Ch. variolata* d'Orb. var. *crispa* Masl. (in litt.), *Ch. paraconvexa* Masl. (in litt.), *Ch. ambiensis* Waag., *Ch. brama* Frcks., *Ch. squama* Waag., *Ch. vishnu* Salt., *Isogramma carinata* Masl. (in litt.), *Streptorhynchus crenistria* var. *spacicostata* Masl. (in litt.), *Derbya regularis* Waag., *Productus (Avinia) verchoyanicus* Frcks. var. *cisbaicalicus* Masl. (in litt.), *Productus (Pustula) juresanensis* Tschern., *Productus (Chonetipustula) neoplicatilis* Step., *Productus (Echinoconchus) fasciatus* Kut., *Productus (Plicatifera) minor* Schellw., *Pseudosyrinx kolymaensis* Tolm., *Spirifer (Odontospirifer) krasnotschikoensis* Masl. (in litt.), *Spirifer (Neospirifer) cf. marconi* Waag., *Spirifer (Neospirifer) cf. subfasciger* Lich., *Spirifer (Neospirifer) cf. profasciger* Masl. (in litt.), *Spirifer (Cyrtospirifer?) aff. kharaulakhensis* Frcks., *Athyris (Actinoconchus) planosulcata* Phill., *Athyris (Cleiothyridina) cf. pectinifera* Sow., *Dielasma truncatum* Waag., *D. plana* Masl. (in litt.), *Rhynchopora cf. variabilis* Stuck., *Rh. labjaensis* Tolm., *Ambocoelia acutirostris* Krot., *Aviculopecten cunctus* Reed, *Aviculopecten cf. hiemalis* Salt., *Aviculopecten cf. pterinoides* Masl. (in litt.), *Aviculopecten cf. circularis* Masl. (in litt.), *Av. tschironensis* Masl. (in litt.), *Nucula borzia* Masl. (in litt.).

Указанный комплекс фауны, за исключением новых видов, широко распространен в нижнепермских отложениях Северо-Востока СССР, ряд видов встречается на Таймыре и в нижней перми Урала. Индийские формы, наблюдающиеся в отложениях нижней перми Забайкалья, имеют широкое географическое распространение и часто встречаются в пермских отложениях Северо-Востока СССР. Таким образом устанавливается непосредственная связь забайкальской нижнепермской фауны с фауной нижней перми Северо-Востока СССР. Присутствие в забайкальской нижней перми таких видов, как *Chonetes brama* Frcks., *Productus (Avinia) verchoyanicus* Frcks. var. *cisbaicalica* Masl., *Pseudosyrinx kolymaensis* Tolm., *Rhynchopora labjaensis* Tolm. и др. указывает на более высокие горизонты нижней перми, соответствующие артинскому и кунгурскому ярусам Урала. Аналоги сакмарского яруса в Забайкалье не выявлены. Особого внимания заслуживает единичная находка В. А. Амантовым в среднепалеозойских отложениях Агинской плиты биогермных известняков с фузулинидами, указывающими на сакмарский возраст этих отложений.

Верхнепермские отложения

Верхнепермские отложения Забайкалья содержат следующий фаунистический комплекс: *Geinitzella columnaris* Schloth., *Dielasma borealis* Frcks., *D. elongatum* Schloth., *Dielasma cf. truncatum* Waag., *Athyris (Cleiothyridina) pectinifera* Sow., *Athyris (Cleiothyridina) royssiana* Keys., *Athyris (Cleiothyridina) cf. subexpansa* Waag., *Athyris (Actinoconchus) cf. planosulcatus* Phill., *Rhynchopora labjaensis* Tolm., *Spirifer (Licharewia) lahuseni* Netsch., *Spirifer (Licharewia) cf. grewinkgi* Netsch., *Spirifer (Licharewia) cf. rugulatus* Kut., *Spirifer (Permospirifer) cf. keyserlingi* Netsch., *Spirifer (Blaspirifer) mongugayensis* Masl. (in litt.), *Spirifer (Neospirifer) profasciger*

Masl. (in litt.), *Spirifer (Neospirifer) subfasciger* Lich., *Spirifer (Spirifer) krasnotschikoensis* Masl. (in litt.), *Spirifer (Punctospirifer) cristata* Schloth., *Spirifer (Pterospirifer) alatus* Schloth., *Spirifer (Cyrtospirifer?) kharaulakhensis* Frcks., *Spiriferina acuticostata* Masl. (in litt.), *Sp. submultiplicata* Masl. (in litt.), *Martiniopsis darwiniformis* Einor (in litt.), *Squamularia cf. elegantula* Gein., *Derbya regularis* Waag., *Isogramma(?) cf. carinata* Masl. (in litt.), *Productus (Cancrinella) cf. cancrini* Vern., *Productus (Pustula) baicalensis* Masl. (in litt.), *Productus (Pustula) limus* Masl. (in litt.), *Aviculopecten agaensis* Masl. (in litt.), *Av. punctatus* Reed, *Av. pterinoides* Masl. (in litt.), *Pecten (Pseudamussium) pusillus* Schloth., *Pecten (Pseudamussium) sericeus* Vern., *Nucula wymensis* Keys., *Nucula cf. perlonga* Masl., *N. subequalis* Schloth. var. *tewagensis* Reed, *Backwellia cf. bicarinata* King., *Pseudobackwellia antiquaeformis* Noin., *Pleurophorus (?) orientalis* Lich., *Straparollus cf. permianus* King.

Этот комплекс фауны (кроме местных видов) характерен для верхней перми р. Колымы, Верхоянского хребта и Таймыра. Ряд видов известен в казанских отложениях Русской платформы и в верхнепермских отложениях Гренландии. На основании этого в пределах Забайкалья можно выделить верхнепермские отложения, охарактеризованные фаунистическим комплексом, существенно отличающимся от фаунистического комплекса нижней перми. Пермская фауна Забайкалья по своему составу тесно связана с пермской фауной Верхоянско-Колымской области. Сходство с последней отчетливо выражено не только в наличии значительного числа одинаковых видов, но в общем облике фауны, характерном для бореальной провинции.

Забайкальский комплекс фауны пермского возраста резко отличается от усунхангорской фауны Южной Монголии и фауны пермских отложений Южного Приморья.

Пермская фауна на территорию современного Забайкалья мигрировала в период трансгрессии моря с северо-востока, вероятно, со стороны Охотско-Колымского края. Из Забайкалья Пермский бассейн простирался на юго-запад в область Северной Монголии, где ныне известны выходы перми забайкальского типа с бореальным фаунистическим комплексом. Забайкальское пермское море представляло собой мелководный бассейн, вероятно, со значительным количеством островов, за счет разрушения которых главным образом и накапливались осадки, выполнявшие межостровные прогибы. В последние годы в Приаргунье установлены континентальные обломочные отложения, содержащие верхнепермскую флору.

По данным А. А. Локермана и Г. П. Радченко, в 3—4 км южнее пос. Нерчинский Завод, в пади Грязной, толща, представленная конгломератами, песчаниками и алевролитами, залегает резко несогласно на отложениях нерчинскозаводской и благодатской свит. Общая мощность толщи около 300 м. В низах ее наблюдаются крупногалечные и валунные базальные конгломераты мощностью 100—120 м. Гальки и валуны их состоят преимущественно из кварцитов, в меньшей степени из гранитоидов и различных метаморфических пород. Пространство между ними заполнено неравномернозернистым полимиктовым песчаником с глинистым цементом. Выше наблюдается 30-метровая пачка мелкогалечных конгломератов, галька которых представлена гранитоидами. Вверх по разрезу они резко сменяются крупногалечными конгломератами.

тами, сходными с базальными, но содержащими линзовидные прослои полимиктовых зеленовато-серых песчаников. Мощность конгломерато-песчаниковой пачки около 60—70 м. В верхней ее части роль песчаников увеличивается и происходит постепенный переход в песчано-алевроитовую пачку, видимая мощность которой около 100 м; в верхней пачке устанавливаются лишь линзовидные прослои конгломератов. В средней ее части А. А. Локерманом обнаружены остатки растений, среди которых Г. П. Радченко определил: *Lepeophyllum actalonelloides* (Gein.) Zal. и новые формы *Crassionezvia ovata* Radcz. и *Lepeophyllum triangulum* f. *magna* Radcz.

По заключению Г. П. Радченко, слои с остатками флоры следует относить к самому основанию верхней перми.

Изучая литологические особенности вышеописанной толщи А. А. Локерман, пришел к выводу, что она имеет аллювиальный генезис.

В 30 км к западу от пади Грязной, около с. Золотоноша, выявлена обломочная свита, состоящая из аргиллитов и алевролитов с резко подчиненными песчаниками. Она залегает на глубоко размытой поверхности среднепалеозойских гранитоидов Кутомарского массива и с несогласием перекрывается песчано-конгломератовыми отложениями нижне-среднеюрского возраста. Стратиграфическое положение этой свиты и обнаруженные в ней споры позволяют отнести ее по возрасту к перми. Разрез этих отложений, по данным А. А. Локермана, следующий (снизу вверх):

1. Горизонт базальных мелкогалечных конгломератов. Плохоокатанная галька представлена гранитами, заключенными в массу грубозернистого аркозового песчаника.
2. Толща черных алевролитов и аргиллитов, в верхней части содержащая небольшие прослои (десятки см) среднезернистых и грубозернистых граувакковых песчаников. В прослоях иногда наблюдаются осадочные брекчии, состоящие из обломков (до 10—15 см), аргиллитов или алевролитов, заключенных в песчанистую массу.

1 м

Мощность свиты 600 м.

В аргиллитах и алевролитах устанавливаются иногда неопределимые растительные остатки. Из этих же пород были выделены споры, среди которых Г. А. Орлова-Турчина в единичных знаках определила: *Cedrus radiostriata* Zaneg, *Conditales*, *Ginkgo cycadophytus* Sam., *Sacculinella perfecta* Lubeg., *Cyclina glabra* sp. nov. Mal. и др. Эти формы, по ее мнению, дают возможность отнести отложения, содержащие их, к верхнепермскому возрасту. Подобный же комплекс спор установлен в отложениях, встреченных в окрестностях Нерчинского Завода.

В результате исследований последних лет в междуречье Шилки и Аргуни (в нижней части бассейна р. Газимура), а также по левобережью р. Шилки описаны обломочные отложения, которые по комплексу обнаруженных в них спор и по стратиграфическому положению должны быть отнесены к осадкам пермского возраста. Эти отложения выделяются в чачинскую свиту (по р. Чаче они наиболее подробно охарактеризованы). В указанной свите были выявлены лишь плохо сохранившиеся растительные остатки и она на основании далеких параллелизаций относилась к верхнему триасу. По данным Ю. Ф. Мисника и других геологов, свита подразделяется на две толщи: нижнюю—конгломератовую и верхнюю, состоящую из песчано-глинистых сланцев

и песчаников. Конгломераты темно-серого цвета, плотно сцементированы и имеют тектонический контакт с более древними породами. Среди галек преобладают различные интрузивные породы — граниты, гранодиориты, диориты, плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, а также жильный кварц; гальки метаморфических пород встречаются редко. Цемент по типу является базальным. В нижней половине толщи он представлен полимиктовым песчаником, а в верхней в нем содержится существенная примесь пелитового вещества.

В верхней части разреза появляются линзы и прослои глинистых и песчано-глинистых сланцев. Их количество постепенно увеличивается и наблюдается постепенный переход к вышележащей сланцевой толще. Последняя состоит из слабо метаморфизованных тонкосланцеватых темно-серых глинистых сланцев, содержащих редкие прослои песчаников и алевролитов. Ю. Ф. Мисником мощность нижней конгломератовой толщи определяется примерно в 2000 м, а верхней, сланцевой, — в 1300 м.

Из пород верхней сланцевой свиты выделен значительный комплекс спор и пыльцы, изученный Г. А. Орловой-Турчиной в лаборатории Львовского университета; она указывает, что «отложения характеризуются большим развитием кордаитовых, характерных для верхней перми, а также присутствием таких примитивных хвойных, как *Lebachia* sp. и *Cedrus radiostriata* S e d. (одна форма), описанная М. А. Седовой для верхней перми северо-запада Европейской части СССР. Обращает на себя внимание присутствие пыльцы *Vittatina* sp. и *Vittatina aurita* L u b., характерных для перми».

Кроме того, в большом количестве здесь встречена *Cyclina* sp., описанная В. С. Малявкиной в рэтских отложениях Приуралья, однако эта же форма констатирована С. Н. Наумовой в верхнем девоне Русской платформы. Она, вероятно, имеет широкий диапазон развития и не может дать точного определения возраста. По заключению Г. А. Орловой-Турчиной, палинологический анализ позволяет отнести чачинскую свиту, скорее всего, к верхней перми.

Аналогичный комплекс спор и пыльцы, свидетельствующий о несколько более древнем, но все же верхнепалеозойском возрасте, выявлен в тонкообломочных песчано-сланцевых отложениях нижней части бассейна р. Газимура, между падями Альдокая и Дорожная Какталга (М. Ю. Фишкин, Е. М. Лейфман, В. Л. Литвинов). Эти отложения несогласно залегают на какталгинской и аркиинской свитах и имеют мощность 1300—1400 м. В низах разреза преобладают слабо метаморфизованные темно-серые, часто полосчатые сланцы. Вверх по разрезу обломочный материал становится крупнее, а также увеличивается количество песчаных прослоев. В верхней части свиты главная роль принадлежит песчаникам, состоящим из плохоокатанных обломков кварца, полевых шпатов, чешуек биотита; кроме того, появляются мергелистые и известковистые разности песчаников.

К юго-западу от полосы распространения чачинской свиты, в районе ст. Куэнга, по данным Ю. Ф. Мисника (1960 г.), установлено развитие как прибрежно-континентальных, так и морских отложений пермского возраста. Здесь выявлена крупная синклиналиная складка, представленная отложениями перми, причем породы, слагающие ее северное и южное крылья, существенно отличаются друг от друга: наблюдаются закономерные изменения от типичных наземных вулканогенно-обломочных образований, развитых на севере, до морских гли-

нисто-алевритовых осадков и эффузивно-кремнистых образований, которые формировались на юге. Для северного крыла характерны туфолавы основного и реже кислого состава, туфопесчаники, туфоконгломераты и алевролиты, в южном крыле наблюдаются метаморфические породы глинисто-алевролитового состава, здесь же устанавливается мощная толща диабазов, переслаивающихся с глинисто-кремнистыми осадками. Конгломераты здесь редки и маломощны. Мощность отложений указанного участка достигает 3000 м. В алевролитах верхней части разреза обнаружены отпечатки брахиопод, среди которых М. В. Куликов определил *Rhynchopora labajensis* Tolm., распространенную в верхней половине нижней перми и в основании верхней перми. В северной части полосы развития верхнепалеозойских отложений района ст. Куэнга, как отмечалось выше, выявлена флора пермского типа.

На основании всех имеющихся данных о распространении главных типов пермских отложений в пределах Забайкалья мы можем прийти к следующим основным выводам.

В распределении различных групп пермских осадков наблюдается четкая зональность. В полосе северо-восточного простирания, приуроченной примерно к центральной части Забайкалья, развиты мощные терригенные песчано-сланцевые отложения пермского возраста, имеющие флишоидный характер. Площади их развития в южных районах Центрального Забайкалья (в Агинском поле), Борзинском районе Восточного Забайкалья и в нижней части течения р. Газимура представляют собой поля, сохранившиеся от глубокого размыва. Эта полоса отвечает зоне наиболее интенсивных пермских прогибаний, зоне пермской геосинклинали, в которой формировались в основном толщи морских отложений. Для них характерно преобладающее развитие тонкообломочных фаций, иногда наличие крупных ритмов осадкообразования, в которых начинают формироваться грубообломочные породы, постепенно сменяющиеся все более тонкозернистыми осадками. Мощность осадков в этой зоне, вероятно, превышает 3—4 км, фаунистические остатки в них немногочисленны, а во многих случаях отсутствуют вовсе. В пределах данной зоны были, по-видимому, многочисленны участки местного размыва. К северо-западу от этой полосы в Зачикойской (Центральное Забайкалье) и в Пришилкинской (Восточное Забайкалье) зонах развиты прибрежно-континентальные и континентальные толщи, в которых существенную роль играют грубообломочные осадки, а иногда эффузивно-туфогенные породы различного состава. Прибрежно-морские отложения обычно хорошо охарактеризованы фауной, а в континентальных осадках встречаются лишь растительные остатки, чаще всего плохой сохранности. Мощность отложений этого типа в ряде случаев достигает, по-видимому, нескольких километров. Эта полоса является зоной краевого геосинклинального поднятия. К северо-западу от описанной полосы широкое распространение имеют вулканогенно-осадочные толщи, не содержащие определенных органических остатков. В составе этих толщ, вероятно, существенную роль играют пермские отложения. Внешняя краевая зона по своему характеру уже ближе к платформе, на которой глыбовые движения обусловили широкое развитие вулканогенных образований.

В районе поселка Нерчинский Завод встречен лишь небольшой участок континентальных пермских отложений. По-видимому, справедливо заключение А. А. Локермана и Г. П. Радченко, указавших, что в пределах Приаргунской полосы в составе литологически очень сходных об-

разований, ныне причисляемых к мезозою, вероятно, будут выделены и пермские континентальные отложения. В этом случае определится позиция юго-восточной краевой зоны пермской геосинклинальной системы.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

В Читинской области известны отложения всех трех систем мезозойской группы. Наиболее широкое распространение имеют континентальные образования юрского и нижнемелового возраста; морские отложения, относящиеся к верхнему отделу триаса, нижней и средней юре, известны только в Восточном Забайкалье на относительно ограниченной площади.

Наиболее древние образования мезозойской группы представлены эффузивно-туфогенно-обломочными маломощными континентальными свитами, развитыми в Центральном Забайкалье. Это преимущественно вулканогенные породы, распространенные в Хилокской зоне и входящие в состав Цаган-Хуртейской серии. Они тесно связаны с более древними, вероятно, пермскими образованиями, представляя их наиболее высокие горизонты. На основании параллелизации с более западными районами их можно отнести к низам нижнего триаса.

Терригенные морские фаунистически охарактеризованные отложения верхнего триаса, достигающие мощности трех и более километров, приурочены к северо-западной синклинальной структуре Восточного Забайкалья. Они протягиваются выдержанной полосой северо-восточного простирания от бассейна р. Туры на юго-западе до г. Сретенска на северо-востоке.

Мощные терригенные осадки нижней и средней юры, относящиеся в значительной части к морским отложениям, содержащим фауну, определяют своим положением находящуюся юго-восточнее крупную центральную синклинальную зону Восточного Забайкалья. В местах наиболее интенсивных прогибаний они имеют мощность 5,5—6 км и подразделяются на ряд свит. Эти отложения полосой северо-восточного простирания протягиваются с перерывами от бассейна р. Турги (и других правых притоков р. Онона) к поселку Газимурский Завод и к верховьям рек Унды и Куренги. В окрестностях поселка Култума наблюдаются отдельные поля отложений подобного же типа. Морские нижне-среднеюрские отложения представлены песчано-сланцевыми терригенными толщами, содержащими горизонт внутриформационных конгломератов, который прослежен во многих районах развития этих отложений. Данные образования перекрываются мощной конгломератовой толщей и связаны постепенными переходами с более грубообломочными прибрежно-континентальными образованиями алгачинской юры, развитыми в окрестностях сел Николаевка, Базаново, Алгачи, Краснояррово и охарактеризованными лишь растительными остатками.

Отложения алгачинского типа связаны постепенными переходами с континентальными образованиями приаргунской фации, в составе которой еще большее значение имеют грубообломочные породы. Они относятся к аллювиальным и озерно-болотным отложениям, охарактеризованы флорой и пресноводной фауной и имеют мощности, измеряемые сотнями метров, лишь изредка достигая 1,5—2 км. Такие образования широко развиты в Приаргунье; кроме того, они распространены в При-

шилкинской зоне, а также в бассейнах р. Урюмкана и нижнего течения р. Газимура, на участке который получил название зоны Газимуро-Урюмканских поднятий.

Верхнеюрские отложения Восточного Забайкалья представлены обломочно-вулканогенными свитами. Их возраст определяется на основании того, что они залегают на ниже-среднеюрских толщах и перекрываются нижнемеловыми отложениями. В составе верхнеюрских свит наиболее распространены средние эффузивы и их туфы. Отложения этого возраста занимают относительно ограниченные площади и приурочены к отдельным синклинальным структурам («унаследованным» синклиналям или наложенным мульдам). Мощность их измеряется сотнями метров, редко достигая 1—1,5 км. Подобные вулканогенные образования известны в Даурской зоне Центрального Забайкалья, где они приурочены к тектоническим депрессиям типа глыбовых синклиналей и иногда образуют наложенные мульды.

Широкое развитие в области имеют континентальные обломочные, иногда эффузивно-обломочные отложения, возраст которых датируется от средней юры до нижнего мела включительно. В Центральном Забайкалье и в северо-западной зоне Восточного Забайкалья среди них выделяются среднеюрские, верхнеюрские и нижнемеловые осадки. В Восточном Забайкалье к этой группе относятся лишь нижнемеловые отложения, иногда, по-видимому, тесно связанные с самыми верхними горизонтами верхней юры. Указанные отложения Центрального и Восточного Забайкалья охарактеризованы остатками флоры и пресноводной фауны. В ряде случаев они угленосны, а в Приаргунье и в области Беклемишевских озер в их составе выявлены железорудные фации. Среди вулканогенных образований наиболее распространены кислые породы. Мощность этих отложений чаще всего измеряется сотнями метров, но в отдельных случаях достигает 1,5—2 км.

В Олекмо-Витимской горной стране юрские терригенные континентальные отложения выявлены в хребте Кодар, в бассейне р. Калара и в Каларской депрессии, а также в верховьях рек Нерчи и Тунгира. Возраст их определяется лишь по находкам растительных остатков в рамках средней — верхней юры. Чаще всего они представлены речными отложениями и иногда болотными и озерными угленосными осадками и приурочены к отдельным депрессиям, обрамленным в ряде случаев крутыми надвигами. Эти отложения имеют мощность свыше тысячи метров.

Триасовые отложения

Триасовые отложения в Читинской области впервые были обнаружены в 1928 г. в районе ст. Куэнга Забайкальской железной дороги. Найденные здесь К. Г. Войновским-Кригером и В. Н. Рудневым остатки фауны указали на верхнетриасовый возраст отложений. В 1930 г. они более детально были изучены Л. Д. Кипарисовой (1932).

В 1928 г. И. П. Атласовым и Ю. М. Шейнманном верхний триас был установлен к юго-западу от ст. Куэнга, в районе д. Завитой, на правом берегу р. Ингоды. В 1929 г. Н. И. Толстихиным здесь же были собраны фаунистические остатки. Одновременно Н. И. Толстихиным в бассейне р. Унды были выделены нижнетриасовые морские отложения; впоследствии вывод о их нижнетриасовом возрасте не подтвердился.

В 1929 г. фаунистически охарактеризованные отложения верхнего триаса были обнаружены М. М. Тетяевым на водоразделе рек Аги и Ингоды, в 1930 г. — Н. И. Толстихиным и Е. Н. Шукиной в окрестностях г. Сретенска, в 1932 г. — С. И. Друговым, в 1933 г. — Д. С. Соколовым в бассейне р. Туры, в 1936 г. — И. С. Валицкой в Нижне-Ингодинском районе и в 1938 г. — И. В. Лучицким в бассейне р. Ундурги.

В 1955 г. фаунистически охарактеризованные верхнетриасовые отложения были обнаружены А. И. Самусиным в Могойтуйском районе и М. И. Тулохоновым — в Усть-Ононском. Кроме того, верхнетриасовые отложения в последнее время установлены на юге Агинского поля.

В результате исследований в пределах Читинской области выявлено довольно широко распространение морских отложений верхнетриасового возраста, которые протягиваются почти непрерывной полосой от верховьев р. Туры на юго-западе до г. Сретенска на северо-востоке и, кроме того, установлена изолированная площадь развития верхнетриасовых отложений на юге Агинского поля. Образования среднего триаса в Забайкалье отсутствуют.

Вопрос о присутствии морских нижнетриасовых осадков в настоящее время также решается отрицательно. Н. И. Толстихиным были выделены нижнетриасовые фаунистически охарактеризованные отложения в бассейнах рек Унды и Куренги. Обнаруженная здесь *Myophoria laevigata* (Ziet.), ранее считавшаяся характерной для нижнего триаса, оказалась вертикально широко распространенным видом (нижний триас — средний лейас). Найденная вместе с ней *Plicatula* имеет большое сходство с нижнеюрскими формами, такими, как *Pl. spinosa* Sow. Представители этого рода изредка встречаются в триасе и только в его верхнем отделе.

Новые фаунистические находки в отложениях, считавшихся нижнетриасовыми, не содержат форм, подтверждающих этот возраст, и вместе с ранее известными *Plicatula* нижнеюрского возраста дают основание предполагать наличие здесь нижней юры, а не нижнего триаса. К нижнему триасу Т. С. Ивановой и М. М. Тетяевым (1947) условно относилась ушмунская свита, распространенная по водоразделу рек Газимура и Урюмкана. В настоящее время эта свита относится к палеозою (Козеренко, 1956).

Имелись некоторые основания предполагать, что морские нижнетриасовые отложения в Забайкалье полностью подверглись размытию и до наших дней не сохранились. Так, в гальке базального юрского конгломерата в районе ст. Куэнга К. Г. Войновским-Кригером была найдена *Claraia*, определенная как *Claraia* cf. *claraia* (Em m.) — форма, характерная для нижнего триаса. Однако следует заметить, что забайкальские экземпляры отличаются по скульптуре от типичных западноевропейских представителей этого вида (Кипарисова, 1932), но это объяснялось их плохой сохранностью. Позже сходные пеллециподы, относимые к *Claraia*, были найдены и в верхнетриасовых отложениях, так что правильность отнесения формы, найденной К. Г. Войновским-Кригером, к нижнетриасовым *Claraia* вызывает сомнение.

Нижнетриасовые отложения

В Читинской области, в верховьях р. Хилка, широкое развитие имеет эффузивный комплекс пород, составляющий северо-восточную часть полосы нижнетриасовой Джиды-Хилокской осадочно-вулканоген-

ной серии *. По данным П. И. Налетова, эта полоса, местами имеющая ширину до 100 км, протягивается более чем на 500 км — от низовий р. Джиды и Гусиноозерской депрессии до г. Читы. В пределах Бурятской АССР Джиды-Хилокская серия (ныне именуемая Цаган-Хуртейской) залегает на размытой поверхности палеозойских гранитов и сложена в основном вулканогенными породами, к которым местами примешиваются терригенные отложения. В туфо-сланцах на реках Жилке и Б. Кударе П. И. Налетовым, В. А. Новиковым, Д. Д. Сагалуевым и Я. М. Яблоковым в 1954 и 1955 гг. обнаружены растительные остатки, относящиеся к низам нижнего триаса: *Pecopteris crenulata* Р гуп., *Cladophlebis nervosa* Р гуп., *Tersiella* sp., *Vuccites* sp. nov., *Thinnfeldia* sp. и *Sphaenobaiera* sp. (определения Г. П. Радченко и А. И. Турутановой-Кетовой). Две первые формы известны из нижнетриасовых отложений Тунгусского бассейна, а первая и третья — из нижнего триаса Кузнецкого бассейна.

В верховьях р. Хилка эта серия представлена эффузивным комплексом, который охарактеризован в главе, касающейся описания магматических пород. Подобного характера образования известны и северо-восточнее, во многих районах как Центрального, так и Восточного Забайкалья.

Верхнетриасовые отложения

Верхнетриасовые отложения Читинской области представлены мощной (до трех и более километров) толщей песчаников, алевролитов и сланцев с подчиненными прослоями конгломератов и изредка (мало-мощных) известняков. Литологическое однообразие пород, однотипность заключенной в ней фауны, нарушенное залегание отложений и явления контактового метаморфизма в связи с многочисленными интрузиями, прорывающими верхнетриасовую толщу, не дают возможности детально расчленить верхнетриасовые образования.

Разрезы, составленные в различных районах, обычно рассматриваются исследователями как схематические и их часто из-за слабой палеонтологической охарактеризованности и литологического сходства с палеозойскими породами нельзя уверенно отнести только к верхнему триасу. При таких условиях трудно увязать эти разрезы между собой и составить общий сводный разрез. Судя по остаткам фауны, преимущественное распространение имеют отложения норийского яруса, и лишь местами, вероятно, присутствуют и верхнекарнийские. Нередко в породах в большом количестве встречаются ядра и отпечатки раковин, образуя ракушняковые прослои, но принадлежат они главным образом *Monotis ochotica* (Keus.) и близким к ней видам.

Для бассейна р. Туры разрез верхнетриасовых отложений был составлен С. И. Друговым по пади Байцехан (левый приток р. Туры). Этот разрез дается от вершины пади до ее устья (снизу вверх):

1. Конгломераты гранитные видимой мощностью от нескольких сотен метров до двух километров.
2. Песчаники конгломератовые серо-зеленые видимой мощностью несколько десятков метров.
3. Песчаники грубозернистые серо-зеленые, перемежающиеся с темно-серыми плитчатыми известняками (1—5 м), изредка с остатками фауны 80 м

* В указанной серии, по последним данным, имеются не только нижнетриасовые, но и пермские образования. На карте она обозначена как верхнепалеозойская — нижнемезозойская.

- | | |
|---|-------|
| 4. Песчаники серо-зеленые, перемежающиеся с темно-серыми пloyчатými известняками и кремнистыми сланцами, изредка с остатками фауны | 120 м |
| 5. Песчаники серо-зеленые, перемежающиеся с темно-зелеными глинистыми сланцами, с большим количеством фаунистических остатков | 160 „ |
| 6. Песчаники серо-зеленые слюдистые | 200 „ |
| 7. Песчаники серые, перемежающиеся с темными углисто-глинистыми сланцами (флишевая толща). В составе ее участвуют следующие породы: актинолитовые сланцы, конгломераты, кварцитовидные песчаники и гиперстеновые порфириды. Остатки фауны встречены только в песчаниках у поселка Малая Тура и представлены <i>Monotis ochotica</i> (Keys.). Мощность флишевой толщи точно не определена, но очень значительна. | |

По пади Байцехан С. И. Друговым в темных песчанистых сланцах (место в разрезе не указано) найдены: *Monotis ochotica* var. *pachypleura* Tell. и *Monotis* ex gr. *ochotica*. В 1938 г. А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1951д) здесь были собраны многочисленные остатки *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *aequicostata* Kirag. и *Pecten* sp. Раковинами этих пелеципод переполнен прослой зеленоватого известковисто-песчанистого сланца, контактирующего с известняком.

В среднем течении р. Туры и южнее, в верховьях рек Туры и Или, Д. С. Соколовым выделена песчаниковая толща мощностью до нескольких километров, часть которой он относит к верхнему триасу. В ее составе преобладают аркозовые, реже кварцевые песчаники от тонкозернистых до гравийных. В песчаниках часто встречаются выклинивающиеся пласты сланцев мощностью от нескольких сантиметров до 10 м и более, реже — прослой конгломератов и темно-серых известняков (в окрестностях поселка Тыргетуй) с примесью глинистого материала; мощность прослоев не более 2 м. К этой же толще приурочены пластовые залежи измененных пород типа диабазов и альбитофиров. Песчаниковая толща характеризуется очень сложной перемежаемостью пород, замещениями их по простиранию, отсутствием маркирующих горизонтов и сложной тектоникой. Остатки фауны *Monotis ochotica* (Keys.) были найдены лишь в одном месте, на левом берегу р. Аргалей, недалеко от впадения ее в р. Туру в конгломератовом песчанике.

Отложения верхнего триаса, распространенные на водоразделе рек Туры и Ундурги, по их берегам и в верховьях рек Ундурги и Олентуя, были изучены И. В. Лучицким (1950а) и выделены под названием туринской свиты. Эта свита трансгрессивно и несогласно залегает на ононской свите палеозоя, что хорошо прослеживается по левому берегу р. Туры, выше Верхне-Туринского золотого прииска и в одном из левых распадков пади Нижняя Бадаково (левый приток р. Ундурги).

В основании туринской свиты залегает базальный конгломерат мощностью 50—70 м, выше которого лежит мощная (около 1 км) толща, состоящая преимущественно из песчаников. Песчаники обычно массивные, грубо- и среднезернистые с подчиненными многочисленными прослоями мелкогалечных конгломератов и редкими прослоями глинистых сланцев. В сланцах на левом берегу р. Ундурги, между деревнями Бадаково и Маяки, были обнаружены остатки *Monotis* ex gr. *ochotica* (Keys.). На основании этой единственной находки в данном районе И. В. Лучицкий не считал возможным отнести туринскую свиту к верхнему триасу, а говорил о ее триасовом возрасте вообще, без уточнения отдела.

Туринская свита выделена также А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1951а) в окрестностях курорта Дарасун. Стратиграфический разрез ее и здесь не удалось установить. Литологический состав свиты:

зеленовато-серые и голубоватые полимиктовые песчаники, песчаные сланцы, аргиллиты и мелкогалечные конгломераты; преобладают песчаники, обычно неслоистые и чаще грубозернистые или разнотернистые. Органических остатков в них не обнаружено.

На междуречье Аги и Ингоды, по данным Т. С. Ивановой и М. М. Тетяева (1947), верхнетриасовые отложения протягиваются широкой полосой от слияния рек Ингоды и Онона на северо-востоке до ст. Бурятской на юго-западе. Их приблизительно намеченный разрез следующий (снизу вверх):

1. Песчаниково-сланцевая толща, представленная роговиками на контакте с гранитной интрузией.
2. Толща конгломератов от крупно-до мелкогалечных, иногда с плохоокатанными гальками.
3. Толща серо-зеленых песчаников с прослоями черных сланцев, с редкими остатками пеллеципод и стебельками криноидей. В средней части толщи часто встречается прослой гравийного песчаника, вблизи которого в одном месте обнаружена позднекариинская фауна, представленная *Monotis scutiformis* var. *tyrica* Kira g., редкими экземплярами *Monotis* ex gr. *ochotica* (Keys.)
4. Толща серых, голубоватых песчаников и черных сланцев, содержащих иногда линзы таких же песчаников. В основании толщи залегает постоянный фаунистический горизонт — черные сланцы с большим количеством пеллеципод норийского возраста. Этот горизонт делится слоем мелкогалечного конгломерата на две части, причем одна из них представлена сплошным ракушняком, состоящим из раковин *Monotis ochotica* (Keys.) с разными вариантами и *M. jakutica* Tell. Среди них встречены отдельные экземпляры *Palaeoneilo* cf. *peneckeii* Bittn., *Oxytoma* cf. *mojsisovicsi* Tell. и *Monotis* cf. *scutiformis* Tell.

Мощности отдельных толщ в этом разрезе не были определены, но суммарная мощность трех нижних, по данным М. М. Тетяева, достигает примерно 2000 м.

По данным А. И. Самусина и Ю. И. Андреева, верхнетриасовые отложения Могойтуйского хребта (водораздел рек Аги и Ингоды) имеют следующий разрез (снизу вверх):

1. Алевролитно-сланцевая толща, сложенная темно-серыми алевролитами и глинисто-серицитовыми и кварцево-серицитовыми сланцами с редкими прослоями светло-серых песчаников. Она распространена на южных склонах хребта и имеет мощность около 500 м
2. Песчано-алевролитно-сланцевая толща, состоящая из сланцев, алевролитов и песчаников темно-серого и серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, равномерно перемежающихся между собой. Она распространена на южных и северных склонах хребта. В этой толще, главным образом в верхней ее части, встречаются редкие, быстро выклинивающиеся прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В отдельных прослоях песчаников и глинистых алевролитов встречаются остатки *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *aequicostata* Kira g. и *M. jakutica* Tell., указывающие на норийский возраст отложений 500—100 „
3. Песчаниковая толща, представленная желтовато-серыми и серыми песчаниками с подчиненными прослоями темно-серых сланцев и алевролитов. В основании наблюдается выдержанный горизонт сланцев и алевролитов мощностью от 10 до 25 м с многочисленными остатками *Monotis ochotica* Keys., *M. jakutica* Tell. На водоразделе рек Барун-Шивей и Зун-Шивей в этой толще заключен горизонт мелкогалечного конгломерата мощностью до 15—20 м. Толща приурочена к южным склонам Могойтуйского хребта 500—1000 „
4. Песчано-алевролитовая толща, сложенная алевролитами и песчаниками. В ее нижней части преобладают алевролиты, в верхней — песчаники. Эта толща распространена между реками Барун-Шивей и Зырхузуном 1200 „

Верхнетриасовые отложения Могойтуйского хребта имеют всюду тектонический контакт или с ононской палеозойской свитой или с юрской конгломератовой толщей, а местами с мезозойской гранитной интрузией. В районе д. Завитой (правый берег р. Ингоды, в 15 км выше места ее слияния с р. Ононом) И. П. Атласовым и Ю. М. Шейнманном среди толщи серых и зеленоватых песчаников, переслаивающихся с конгломератами и сланцами, найдена норийская фауна, представленная *Monotis ochotica* (в вершине пади Калакыч и на мысу между двумя вершинами пади Слюдянка).

В 1944 г. А. С. Голиковым в верховьях пади Слюдянка была собрана фауна, представленная многочисленными экземплярами *Monotis scutiformis* var. *typica* Kirg., характеризующей, вероятно, верхи карнийского яруса. В 1946 г. в этом же районе дополнительные сборы позднекарнийских и норийских пелеципод были произведены И. В. Лучицким. Составить разрез верхнетриасовых отложений в окрестностях деревни Завитой было очень трудно вследствие широкого распространения здесь гранитных интрузий, сопровождающихся зонами контактового метаморфизма.

По данным Т. А. Шемонаевой, на правом берегу р. Ингоды (в ее низовьях) верхнетриасовые отложения с *Monotis ochotica* (Keys.) залегают трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании (10 м), на пермских отложениях и представлены кварцево-полевошпатовыми песчаниками, чередующимися с глинистыми сланцами. Мощность их не более 2000 м.

На левобережье р. Ингоды, в ее нижнем течении, верхнетриасовые отложения, по данным И. С. Валицкой, залегают на поверхности размыта палеозойских гранитов и состоят также из мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев, переслаивающихся между собой. В плитчатых известковистых песчаниках к западу от поселка Усть-Ницигун обнаружена норийская фауна — *Monotis ochotica* (Keys.) с вариантами: *M. densistriata* Tell., *M. sparsicostata* Tell. и *M. pachypleura* Tell.

Триасовые отложения низовий рек Ингоды, Она и верхнего течения р. Шилки, по данным М. И. Тулохонова, М. М. Лаврова и И. Н. Тарасова, представлены темно-серыми алевролитовыми сланцами, перемежающимися с алевролитами (нередко ороговикованными) и с серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками. Им подчинены прослой конгломератов (от 2 до 5 м) с мелкой галькой песчаников, глинисто-кремнистых сланцев и реже — гранитов. Многочисленные остатки пелеципод, собранные исследователями в бассейне верхнего течения р. Чирон и в системе пади Харабацан, по определению Л. Д. Кипарисовой, принадлежат главным образом *Monotis ochotica* (Keys.) и ее вариантам: *M. aequicostata* Kirg. и *M. pachypleura* Tell. Реже встречаются *Monotis jakutica* Tell., *Monotis ex gr. scutiformis* Tell., *Claraia zabaikalica* Kirg., *Pecten ex gr. hiemalis* Tell. и отдельные экземпляры брахиопод. Мощность верхнетриасовых отложений определяется в 1000—1400 м. Залегают они трансгрессивно на пермских отложениях и перекрываются с разрывом конгломератами и эффузивными породами нижней и средней юры.

Верхнетриасовые отложения, содержащие эту же однообразную норийскую фауну (*Monotis ochotica*), известны вблизи ст. Куэнга и к западу от г. Сретенска.

В районе ст. Куэнга верхнетриасовые отложения выходят узкой полосой северо-восточного простирания протяженностью около 35 км

вдоль р. Шилки, на расстоянии 8—12 км от ее левого берега. Юго-западное окончание этой полосы находится в 20 км к северо-востоку от г. Нерчинска.

Поле распространения верхнего триаса пересекается долиной р. Куэнги и впадающей в нее справа пересохшей рч. Ареды с большим притоком — падью Бичектуй, по которой наблюдается наиболее полный разрез триасовых отложений. На левом склоне пади отложения верхнего триаса обнажены почти вкрест простирания и на протяжении 5 км наблюдаются разобщенные обнажения, по которым составлен следующий разрез (снизу вверх):

1. Песчаники светло-серые, иногда зеленоватые, метаморфизованные, плотно сцементированные, среднезернистые, с отдельными небольшими прослоями грубозернистых песчаников и темно-серых песчаных сланцев. Песчаники рассеяны кварцевыми жилками, а иногда и мощными жилами. Они имеют тектонический контакт с палеозойской толщей.
2. Конгломераты (в развалах) внизу мелкогалечные, а выше крупногалечные, состоящие из разноцветных кварцевых и кварцитовых галек.
3. Песчаник серо-голубой, среднезернистый, с небольшими (0,3 см) углистыми вкрапленниками и с жилами кварца.
4. Сланцы серые, сильно метаморфизованные, шелковистые, песчаные, с ядрами и отпечатками *Monotis ochotica* (Keys.).
5. Песчаники темно-серые плотные, тонкослоистые, переходящие в песчаные сланцы с немногочисленными остатками тех же пеллеципод.
6. Конгломераты (в развалах) с гальками из разноцветных кварцитов, кристаллических пород и крупнозернистых серых песчаников.
7. Сланцы серые тонкослоистые, иногда листоватые шелковистые глинистые, пересеченные жилами кварца до 30—40 см мощности.
8. Роговики серые, переслаивающиеся с темно-серыми, полосчатыми плотными песчаниками и черными аргиллитами с раковистым изломом и с редкими ядрами и отпечатками *Palaeoneilo cf. otamitensis* Trech p.
9. Сланцы темно-серые песчаные, переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами и плотными серыми роговиками, с отдельными прослоями, обогащенными остатками *Monotis ochotica* (Keys.) с ее вариантами: *M. dessistriata* Tell., *M. sparsicostata* Tell. и *M. ambigua* Tell.
10. Песчаники серо-зеленые, переходящие выше в мелкозернистые песчаники с *Monotis ochotica* (Keys.), на которых с резким угловым несогласием лежит базальный юрский конгломерат. Общая мощность разреза не менее 2000 м.

Мощность верхнетриасовых отложений по пади Бичектуй точно не установлена из-за их сложного тектонического строения.

Фаунистические остатки по всему разрезу принадлежат одному норийскому виду — *Monotis ochotica* (Keys.), что подтверждено в 1955 г. сборами В. П. Доненко.

Базальный конгломерат юрских отложений содержит плохо окатанные гальки подстилающих верхнетриасовых пород, нередко включающих остатки *Monotis ochotica* (Keys.) и *Monotis ex gr. scutiformis* (Tell.). Интересно отметить, что *Monotis ochotica* (Keys.) была недавно обнаружена Ч. М. Колесниковым в гальках юрского конгломерата, вскрытого скважиной в юго-западном Забайкалье, в верховьях р. Тугнуй.

Два небольших тектонически разобщенных разреза верхнетриасовых отложений наблюдаются еще по левому берегу р. Ареды. Первый из них, очевидно, повторяет слои 1—7 бичектуйского разреза, второй или соответствует верхней части разреза по пади Бичектуй (слоям 7—9) или наращивает его вверх. Второй разрез обнажается на протяжении 400 м и имеет на севере тектонический контакт с палеозойской мета-

морфической толщей, а на юге — с гранитной интрузией. С севера на юг в нем наблюдается следующая последовательность отложений. (снизу вверх):

1. Кварциты серые с жилами белого кварца.
2. Сланцы черные брекчиевидные метаморфизованные.
3. Кварциты желтые и кварцитовые брекчии (в осыпи).
4. Алевролиты темно-серые с сильно деформированными остатками *Monotis* cf. *ochotica* var. *densistriata* Tell. и *Monotis* aff. *jakutica* Tell.
Последняя форма преобладает, ее ядрами и отпечатками переполнен отдельный прослой.
5. Алевролиты темно-серые, переполненные отпечатками и ядрами *Monotis ochotica* var. *pachypleura* Tell., *Monotis* aff. *sublaevis* Tell., *Claraia zabaikalica* Kip a.g. встречаются и отдельные экземпляры *Monotis ochotica* var. *sparsicostata* Tell.
6. Алевролиты темно-серые с немногочисленными остатками *Monotis* aff. *aublaevis* Tell. и *Claraia zabaikalica* Kip a.g. Среди алевролитов наблюдаются два прослоя серых плотных песчаников (0,5 м и 1 м).
7. Кварциты серые.

Верхнетриасовые отложения повсюду в районе станции Куэнга (падь Сосновая, правый берег р. Куэнги у поселка Нижняя Куэнга) на контактах с послееюрскими гранитами, гранодиоритами и диоритами носят следы метаморфизма и настолько сильно изменены, что только встречающиеся остатки *Monotis* позволяют отличить их от палеозойских метаморфических толщ. Возможно, что нижняя часть песчаниковой толщи куэнгинского разреза принадлежит верхам карнийского яруса. В пади Гладчиха (правый приток пади Бичектуй) в песчанистых сланцах были найдены плохо сохранившиеся остатки *Monotis*, по скульптуре, вероятно, относящиеся к *M. scutiformis* var. *typica* Kip a.g.

К западу от г. Срегенска, по данным Н. И. Толстихина и Е. Н. Шуйкиной, верхнетриасовые отложения выступают на поверхность в виде двух разрозненных пятен. В районе поселка Епифанцевского они занимают совсем незначительную площадь, но фаунистически охарактеризованы; здесь по р. Курлыче (в 2 км от ее устья) в песчаниках найдена норийская фауна.

В нижнем течении р. Мыгли и в верхнем течении р. Матакана к верхнему триасу условно отнесены черные глинистые сланцы, переслаивающиеся сверху с туфогенными черно-бурыми песчаниками и местами сильно метаморфизованные прорывающимися их порфировидными гранитами.

Сопоставляя между собой все описанные разрезы верхнетриасовых отложений Читинской области (см. табл. 3), можно наметить следующий их сводный разрез (снизу вверх):

1. Базальные конгломераты.
2. Песчаниковая толща, с подчиненными сланцами, алевролитами, конгломератами и изредка известняками. В нижней части она охарактеризована фауной верхов карнийского яруса, а в верхней — фауной норийского яруса.
3. Песчаниково-сланцевая толща (флишевая) с фауной норийского яруса.

Верхнетриасовые отложения Читинской области по типу осадков, по фаунистическим остаткам и по условиям залегания имеют большое сходство с соответствующими отложениями Амурской области и Хабаровского края. Верхнетриасовая трансгрессия проникла в Забайкалье

Схема сопоставления разрезов верхнетриасовых отложений Читинской области

Бассейн р. Туры (С. И. Другов)	Бассейны рек Ундур- ги, Олентуя и Туры (И. В. Лучицкий)	Междуречье Аги и Ингоды (М. М. Тетяев)	Могойтуйский хребет (А. И. Самусин)	Низовья рек Ингоды и Онона (Ю. М. Шейнманн, И. С. Валицкая, М. И. Тулохонов и др.)	Район ст. Куэнги (Л. Д. Кипарисова)	
Ю рские конгломераты						
Туринская свита						
Норийский ярус	Песчано-сланцевая (флишевая) толща с <i>Monotis ochotica</i> . Мощность значительная	Грубо- и среднезернистые песчаники с прослоями конгломератов и глинистых сланцев с <i>Monotis ochotica</i> . Мощность около 1000 м	Песчано-сланцевая толща с <i>Monotis ochotica</i> , <i>Oxytoma</i> cf. <i>mojsisovicsi</i> и др. Мощность не установлена	Песчано-алевролитовая толща. Мощность около 1200 м	Песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, глинистыми сланцами и конгломератами с <i>Monotis ochotica</i> , <i>Claraia zabaikalica</i> и местами с <i>Monotis scutiformis</i> var. <i>typica</i> . Мощность 1000—2000 м	Песчано-сланцевая толща с <i>Monotis ochotica</i> , <i>Claraia zabaikalica</i> и др.
	Песчаники с прослоями известняков, глинистых и кремнистых сланцев, с остатками фауны. Мощность около 700 м	Базальный конгломерат 50—70 м	Песчаниковая толща с прослоями глинистых сланцев с <i>Monotis scutiformis</i> var. <i>typica</i> и реже <i>Monotis</i> ex gr. <i>ochotica</i>	Песчаниковая толща с <i>Monotis ochotica</i> . Мощность 500—1000 м	Песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, глинистыми сланцами и конгломератами с <i>Monotis ochotica</i> , <i>Claraia zabaikalica</i> и местами с <i>Monotis scutiformis</i> var. <i>typica</i> . Мощность 1000—2000 м	Толща метаморфизованных песчаников с прослоями песчанистых сланцев, изредка с <i>Monotis</i> cf. <i>scutiformis</i> var. <i>typica</i> . Суммарная мощность около 2000 м
Карнийский ярус	Гранитные конгломераты. Мощность от нескольких сотен до 2000 м		Конгломераты	Алевролитосланцевая толща. Мощность около 500 м	Базальный конгломерат (местами до 10 м)	
		Ононская свита палеозоя			Пермские отложения и палеозойские граниты	

с северо-востока через район Западного Прихотья. Трансгрессия началась, вероятно, в позднекарнийское время и значительно расширилась в норийском веке, но к концу триаса море снова отступило не только с территории Забайкалья, но, по-видимому, и со всей Монголо-Охотской складчатой области.

Юрские отложения Восточного Забайкалья

В пределах Восточного Забайкалья юрские отложения имеют широкое развитие и отличаются сложным строением.

Первые, несколько неопределенные указания на наличие в Восточном Забайкалье юрских отложений появились в литературе в середине прошлого века (Эйхвальд, 1846; Озерский, 1867), однако широкое развитие морских и прибрежно-континентальных юрских отложений в этом регионе было доказано только в 20-х годах нашего столетия исследованиями сотрудников Геологического Комитета под руководством М. М. Тетяева. Первые сообщения о находках морской фауны, предположительно юрской, содержатся в работах К. Г. Войновского-Кригера (1927б) и Ю. М. Шейнманна (1927б). Первый указывает, что в ряде пунктов (на берегах правых притоков р. Газимура) в черных глинистых сланцах им найдена фауна белемнитов, пелеципод и морских лилий, а также остатки растений *Williamsonia pecten* Phill. и *Nilssonia cf. orientalis* Heeg.

Ю. М. Шейнманн в нижнем течении р. Онона обнаружил мощную толщу конгломератов и черных глинистых сланцев, содержащую аммониты, пелециподы, членики морских лилий и растительные остатки. В последующие годы юрские отложения морской и прибрежно-континентальной фации были установлены в различных районах Восточного Забайкалья. Они описаны в работах М. М. Тетяева (1927б, 1927в), Ю. М. Шейнманна (1927б, 1931а), Ю. П. Деньгина (1931б), К. Г. Войновского-Кригера (1931), А. Л. Лисовского (1931), Е. А. Преснякова (1931а), В. А. Мелиоранского (1932а) и С. А. Музылева (1932а). Изучением юрских морских отложений занимался И. Е. Худяев (1931).

В работах указанных исследователей приведен большой фактический материал по стратиграфии и тектонике юрских отложений Восточного Забайкалья. Впервые была выработана схема стратиграфии юры этого региона и выделены следующие комплексы: морская фация; алгачинская — прибрежно-континентальная фация; континентальная фация, называемая эстериевой юрой.

Следующий период изучения юрских отложений охватывает вторую половину 30-х годов и связан с работами Д. С. Соколова (1936, 1940), Е. В. Павловского и И. В. Луцицкого (1940), И. И. Катусенка и М. С. Нагибиной (1945), В. П. Маслова и А. Д. Зиновкина (1940). В большой сводной работе по геологии Сибири В. А. Обручев (1935—1938), основываясь на данных геологической съемки, дал критический анализ прежних представлений и схем стратиграфии юрских отложений Восточного Забайкалья. Он поддержал основной вывод Д. С. Соколова о том, что эстериевая юра является более молодой по сравнению с двумя другими фациальными группами отложений этого возраста и отделена от них крупным угловым несогласием. Морские и алгачинские юрские отложения датировались в рамках лейаса и доггера; подчеркивалось, что «эстериевая юра» является разновозрастной и включает, вероятно, и верхнеюрские и нижнемеловые отложения.

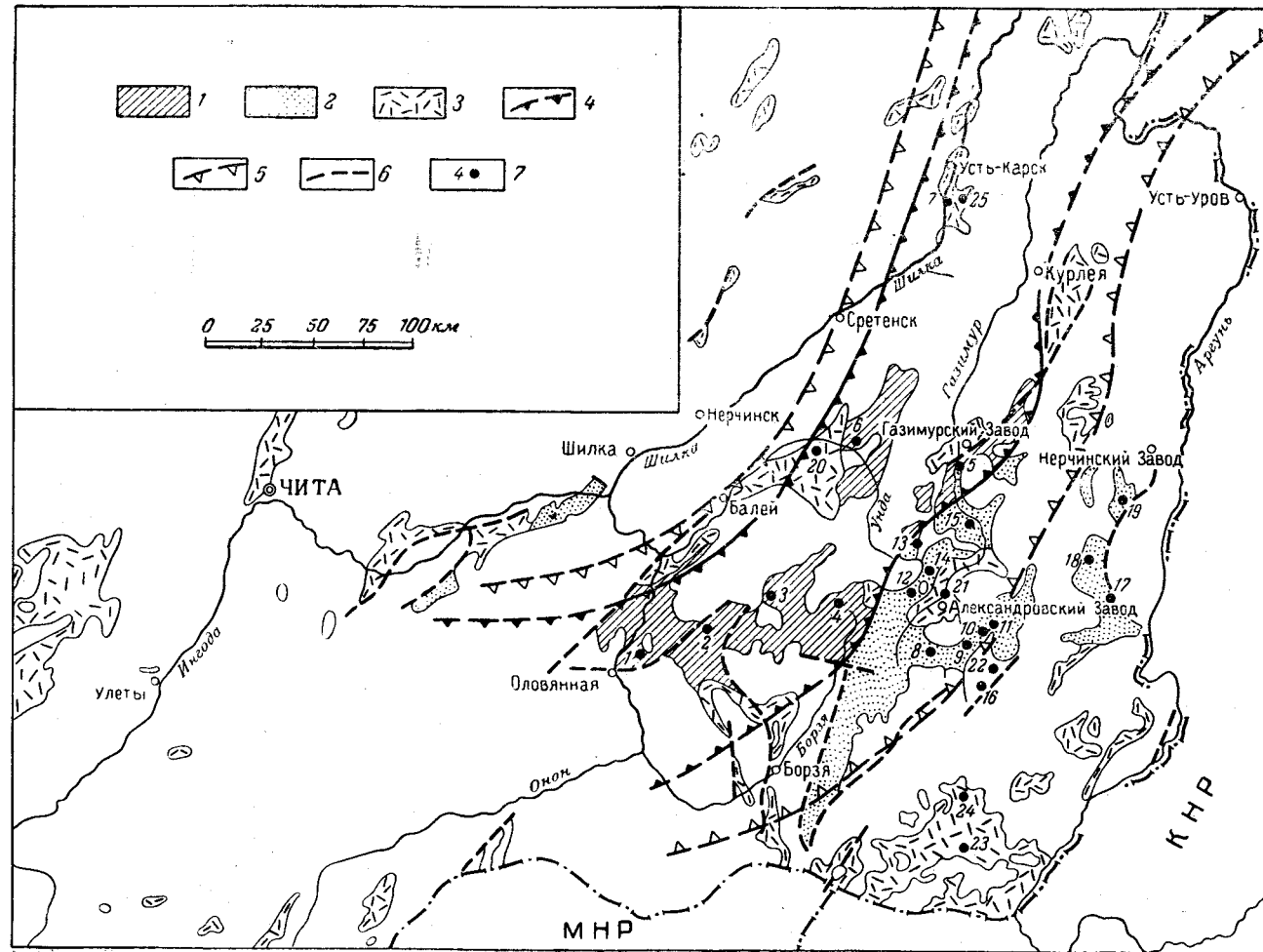


Рис. 14. Карта современного распространения юрских отложений в Восточном Забайкалье и предполагаемые границы морского юрского бассейна. Составил А. Ф. Мушников

1 — нижне- и среднеюрские отложения с морской фауной; 2 — прибрежные и континентальные нижне-среднеюрские отложения; 3 — верхнеюрский вулканогенно-осадочный комплекс; 4 — контур юрского морского бассейна, установленный по находкам морской фауны; 5 — граница возможного распространения морских фаций при максимальных трансгрессиях; 6 — крупнейшие разрывные нарушения; 7 — приблизительное положение пунктов, для которых приводится описание разрезов юрских отложений

Г. Я. Крымголец (1938) опубликовал статью, в которой, опираясь на разрез И. Е. Худяева, сделал ряд замечаний о юрской фауне Восточного Забайкалья.

Позже появился ряд работ, подытоживающих многолетние исследования И. В. Лучицкого (Лучицкий, 1940, 1950а и др.) и М. С. Нагибиной (Нагибина, 1946а, 1946б, 1948а, 1948б, 1951 и др.). В своих выводах эти исследователи подтвердили и детализировали основные положения сводки В. А. Обручева. В 40-х годах появилась статья Ю. К. Дзевановского и М. В. Кисляковой (1944), касающаяся стратиграфии и тектоники алгачинской юры.

С 1945 г. начинается новый этап изучения региона, связанный исследованиями Нерчинской геологосъемочной экспедиции, в результате которых появилось много новых данных по геологии юрских отложений, позволивших существенно уточнить их стратиграфию.

Итоги работ Нерчинской экспедиции 1945—1950 гг. обобщены в монографии В. Н. Козеренко (1956) и в статье В. Н. Козеренко и А. Ф. Мушникова (1953). По данным этих исследований, отложения юрской системы в Восточном Забайкалье представлены всеми тремя ее отделами. В них выделяется два разновозрастных комплекса, отличающихся друг от друга по составу и разделенных региональным угловым несогласием:

1) нижний комплекс обломочных сероцветных отложений нижней и средней юры, в составе которого имеются группы морских, прибрежно-континентальных и континентальных фаций;

2) верхний комплекс (по Д. С. Соколову, эффузивно-осадочный), залегающий на подстилающих породах с резким угловым несогласием и представленный разнообразными эффузивами, пирокластическими и осадочными грубообломочными породами. Этот комплекс все исследователи Восточного Забайкалья, за исключением И. В. Лучицкого (1950), относят к верхней юре. И. В. Лучицкий считает, что часть эффузивно-осадочного комплекса может быть отнесена не только к верхнему, но и к нижнему и среднему отделам юрской системы.

Переходя к характеристике выделенных комплексов, укажем, что для удобства на прилагаемой карте (рис. 14) соответствующим номером показаны районы, где составлен тот или иной стратиграфический разрез, а в тексте приводится порядковая нумерация этих разрезов.

Нижне-среднеюрский комплекс обломочных отложений

Этот комплекс характеризуется значительной фациальной изменчивостью. В центральной зоне Восточного Забайкалья он представлен морскими фациями, которые к юго-востоку и, по-видимому, к северо-западу сменяются более грубообломочными прибрежно-континентальными фациями. В полосе, примыкающей к р. Аргуни, и на северо-востоке междуречья Шилки и Аргуни имеются относительно маломощные грубообломочные отложения, относящиеся к континентальным фациям.

Морские отложения

Юрские отложения, содержащие морскую фауну, развиты на следующих участках описываемой территории: в нижнем течении р. Онона, в верхнем течении р. Турги, в верховьях рек Турги и Талангуя, в окрестностях поселков Онон-Борзя, Газимурский Завод, Шелопугино (в верховьях рек Унды и Куренги), в районе Шилкинского завода.

Юрские морские отложения на этих участках изучены с различной степенью детальности. Часть из них за последние годы детально картировалась, а поэтому для этих участков даны достоверные разрезы (реки Турга, Талангуй, окрестности с. Онон-Борзя, район Газимурского Завода).

Нижнее течение р. Онона (1). Ю. М. Шейнманн (19276, 19356), впервые установивший на р. Ононе широкое развитие морских юрских отложений, разделил их на три свиты: нижнюю сланцевую, конгломератовую и верхнюю сланцевую. В нижней сланцевой свите он обнаружил фауну, среди которой А. П. Павлов определил *Aegoceras centaurum* d'Orb., переходный к *Aeg. capricornum* или *Polymorphites fischeri* Haug, остатки пелеципод и *Pentacrinus subangularis*, которая указывает на среднелейасовый возраст нижней свиты.

И. Е. Худяев (1931), изучавший в 1929 г. этот разрез, разделил его на семь горизонтов (разрез приводится в сокращенном виде).

Нижний лейас (J_1^1)

1. Базальный конгломерат, состоящий из гальки гранитов, кварца и песчаника в плотном сером песчаниковом цементе с прослоями серого кварцитовидного песчаника. Этот горизонт прослеживается вдоль левого берега р. Онона в 1 км к северо-востоку от Цуголовского дацана и далее на 3 км 80 м
2. Глинистый сланец темный слабопесчаный, с мелкой галькой известкового песчаника. В нижней части слоя обнаружены растительные остатки и (выше) *Crenatula* aff. *olifer* Quenst. и *Hinnites davaei* Dum. Выходы этого горизонта наблюдаются там же, где и первого. Верхняя часть разреза не наблюдалась 100 „
3. Темно-серые песчано-глинистые сланцы местами тонкослоистые, переходящие иногда в грубые серые песчаники. Здесь обнаружены растительные остатки и *Nucula palmae* Sow., *Nucula inflexa* Sow., *Nucula* cf. *variabilis* Sow., *Cuculea* cf. *oxinoti*. Этот горизонт прослеживается вдоль правого берега р. Онона, близ устья пади Прямой и по пади Волчьей. Мощность ее около 50 „

Средний лейас (J_2^1)

4. Сланцы темные, песчано-глинистые, местами тонкослоистые, в которых выявлены фигуры подводного скольжения, мелкая рябь и найдены растительные остатки, неопределимые пелециподы *Plagiostoma* sp., *Limea* cf. *acuticosta* Goldf., и мелкие аммониты *Uptonia* cf. *jamesoni* Sow., *Uptonia* sp. 1 и 2, *Ammonites* sp. Выше по разрезу сланцы становятся более массивными. Толща сланцев прослеживается вдоль правого берега р. Онона (у устья пади Прямой и по самой пади у деревни В. Шаранай) 170 „
5. Сланцы серые песчано-глинистые с многочисленными прослоями тонкого песчаника. В них обнаружены растительные остатки, неопределимые пелециподы и *Beaniceras* cf. *centaurum* d'Orb., прослежены они по левому берегу пади Прямой (против деревни В. Шаранай, в верховьях пади Прямой, вдоль гряды между ней и падью Волчьей) 125 „
6. Песчаники тонкозернистые темно-серые с вкрапленностью мелкозернистого пирита. В них найдены растительные остатки и неопределимые пелециподы. Толща прослеживается по пади Прямой и Волчьей, где мощность ее 160—170 м. Ввиду отсутствия фауны этот горизонт, согласно лежащий на пятом, условно отнесен к верхней половине среднего лейаса 160—170 „

Верхний лейас (J_3^1)

7. Конгломераты с прекрасно окатанной галькой гранита, кварца, песчаника и нижележащих юрских сланцев и цементирующей массы, состоящей из тонкозернистых, местами глинистого песчаника с пиритом. Мощность свиты в районе деревни В. Шаранай примерно 400 „

Возраст нижней части — верхний лейас, верхней, может быть, — низы доггера. Свита конгломератов сопоставляется И. Е. Худяевым с целым рядом разрезов других районов Восточного Забайкалья. Как показали наши исследования в 1958 г., конгломераты ононского разреза могут быть сопоставлены с конгломератами близ устья пади Си-

вачи и, может быть, с конгломерато-песчаниковой свитой по пади Б. Кулинда в Газимурозаводском районе. Все остальные аналоги этого горизонта, предложенные И. Е. Худяевым, не могут быть с ним сопоставлены.

По данным И. Е. Худяева (1931), конгломераты седьмого горизонта завершают разрез юрских отложений в районе нижнего течения р. Онона. Они залегают в ядре опрокинутой синклинали складки, в крыльях которой И. Е. Худяев обнаружил одну и ту же фауну (*Beaniceria centaurum* d'Orb. и *Uptonia* cf. *jamesoni* Sow.).

Общая мощность юрских морских отложений в низовьях р. Онона, по И. Е. Худяеву, не превышает 1100 м и, по-видимому, сильно уменьшена.

В 1955 г. Т. О. Забокрицкий и Т. М. Окунева, занимавшиеся изучением морских юрских отложений Восточного Забайкалья, значительно дополнили разрез И. Е. Худяева по району низовьев р. Онона, выделив в нем 16 горизонтов, и собрали фауну. По их данным, общая мощность юры на р. Ононе более, чем 3000 м.

Верхнее течение р. Турги (2). Юрские морские отложения низовий р. Онона прослеживаются непрерывной полосой на восток в долину р. Турги. Восточнее р. Онона в окрестностях с. Улятуй, разрез этих отложений, по данным Ю. М. Шейнманна (1931а), в сокращенном виде следующий (снизу вверх):

- | | |
|---|-----------|
| 1. Базальный конгломерат, залегающий на доюрском граните, состоящий из хорошо окатанных галек гранитов и диоритов. Цементирующая масса представлена дрсвой тех же пород. Иногда в ней встречаются ядра пластинчатожаберных и отпечатки аммонитов. Мощность изменяется | 2—20 м |
| 2. Песчаники аркозовые, связанные с базальным горизонтом постепенными переходами. Снизу вверх структура песчаников изменяется от грубозернистой до мелкозернистой | 20—100 „ |
| 3. Черные глинистые сланцы, в которых иногда встречаются прослои тонкозернистых глинисто-песчаных сланцев | 200—300 „ |
| 4. Сланцево-песчаниковая свита, для которой характерно чередование серых полимиктовых песчаников и черных сланцев. В верхней части свиты преобладают грубозернистые песчаники, переходящие в мелкогалечные конгломераты. Мощность ее не меньше 1000 м, по мнению Ю. М. Шейнманна | 150 „ |
| 5. Конгломератовая свита с редкими прослоями песчаника, залегающая согласно на песчано-сланцевой свите. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек песчаников и глинистых сланцев юрских отложений средней величины. Изредка попадает галька кварцитов. Цемент конгломератов песчаниковый, серый, реже черный глинистый | 500 „ |
| В северо-западном направлении в составе галек конгломератов начинают преобладать изверженные породы, преимущественно граниты и встречается много галек порфириров и туфов | 500 „ |
| 6. Свита песчаных черных сланцев и тонкозернистых слоистых песчаников, перекрывающая конгломераты. В них встречаются прослои глинистых сланцев, более грубозернистых песчаников и изредка черных конгломератов. Мощность свиты не установлена. | |

Последующими работами Читинского геологического управления в 1957 г. была подтверждена правильность данного разреза.

В районе верхнего течения р. Турги имеется более полный разрез юрских отложений, но до последнего времени они были изучены плохо. С. А. Призонт, проводивший в этом районе съемку, не опубликовал своих материалов, за исключением небольшой заметки (Призонт, 1929). Его палеонтологические коллекции были обработаны И. Е. Худяевым и использованы при составлении сводного разреза морских юрских отло-

жений Восточного Забайкалья. Из дальнейшего изложения будет видно, что сводный разрез И. Е. Худяева (район с. Турги, бассейн р. Талангуя и окрестностей с. Онон-Борзя) содержит грубые ошибки и противоречит фактическим данным.

Верховья реки Турги и бассейн реки Талангуя (3). В верхнем течении р. Турги и в бассейне р. Талангуя составлен следующий разрез юрских отложений (снизу вверх):

Онтагаинская свита* повсеместно четко разбивается на три толщи:

1. Аркозовая толща начинается базальными конгломератами, дресвянистыми брекчиями и грубыми аркозовыми песчаниками, залегающими на размытой поверхности палеозойских гранитов. В обломках преобладает галька и дресва подстилающих гранитов.

Верхняя часть аркозовой толщи сложена аркозовыми песчаниками, структура которых изменяется от грубозернистой до среднезернистой. Иногда непосредственно на дресвянистых брекчиях залегают темные алевролиты, содержащие значительную примесь крупных остроугольных зерен полевых шпатов и кварца. В аркозовой толще в ряде пунктов найдены отпечатки и ядра пелеципод и брахиопод. Мощность ее изменяется от нескольких метров до 100 м.

2. Толща глинистых сланцев, темно-серых и черных, аргиллитов и алевролитов, в которых присутствуют прослой глинистых темных полимиктовых песчаников. В этой толще в ряде мест обнаружена фауна пелеципод. Мощность ее колеблется от 250 до 500 м.

3. Толща алевролитов, аргиллитов и полимиктовых песчаников, переслаивающихся между собой. В окрестностях с. Турга в верхней ее половине имеются два выдержанных горизонта песчаников, прослеживающихся на большое расстояние. Количество прослоев песчаников увеличивается снизу вверх и среди них появляются грубозернистые разности. В нижней половине толщи найдена фауна пелеципод. Мощность ее достигает 1500 м. Общая мощность онтагаинской свиты не менее 2000 м.

Т. О. Забокрицкий и Т. М. Окунева, занимавшиеся в 1955 г. изучением юрских отложений в окрестностях с. Турга и в верховьях р. Талангуя, собрали в онтагаинской свите многочисленную фауну, относящуюся главным образом к классу пластинчатожаберных. В нижней половине свиты** ими обнаружен аммонит *Arietites* aff. *dentatum* Вискпана, встречающийся в синемюрских отложениях Западной Европы.

Сивачинская свита названа по имени пади Сивачи (в окрестностях с. Онон-Борзя), где она хорошо выражена и согласно залегает на породах онтагаинской свиты, а иногда связана с ними постепенными переходами. В составе свиты преобладают среднегалечные (с редкими валунами) конгломераты, содержащие прослой и линзы полимиктовых песчаников и алевролитов. В этом районе основная масса галечного материала (до 75%) представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Второстепенное значение имеют палеозойские гранитоиды и метаморфические породы. Цементом конгломератов служит полимиктовый песчаник или алевролит. В конгломератах иногда появляются мощные пачки песчаников и алевролитов, содержащих редкую гальку. На водоразделе рек Турги и Талангуя песчаники и алевролиты преобла-

* Название свиты дано по имени горы Онтагая в окрестностях с. Онон-Борзя.

** Более точную привязку этой находки сделать невозможно.

дают над конгломератами, которые образуют в составе свиты только отдельные прослои. По левобережью р. Талангуя в нижней части свиты найдено большое количество фауны пелеципод и очень редких аммонитов. Мощность свиты изменяется от 400 м (по р. Турге) до 800 м (по р. Талангую).

Онон-борзинская свита названа по имени села Онон-Борзя. Она залегает согласно на подстилающих породах и представлена чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими линзами конгломератов. В нижней половине свиты преобладают алевролиты и аргиллиты, в верхней — полимиктовые песчаники. Верхи свиты закартированы в бассейне р. Олдонды. В нижней части свиты на левобережье р. Талангуй, в 6 км выше села Верхнее Гирино, С. А. Призантом обнаружена фауна аммонитов, из которой И. Е. Худяевым (1931) определены *Dactylioceras* cf. *annulatum* Sow., *D. annulatum* nov. var., *Dactylioceras* aff. *athleticum* Simps., *Dactylioceras* cf. *gracile* Simps. По мнению И. Е. Худяева, слои, содержащие эту фауну, следует считать переходными от среднего лейаса к верхнему*.

Мощность онон-борзинской свиты вследствие сложной складчатости определена приблизительно и составляет 1500—2000 м.

Верхнегазимурская свита закартирована главным образом в бассейне р. Олдонды и по р. Белектую. Представлена она крупногалечными и валунными конгломератами с линзами полимиктовых песчаников. В низах свиты преобладает галька юрских пород, выше главенствующее значение приобретают гальки и валуны палеозойских гранитоидов и метаморфических пород. Мощность свиты достигает 1500—2000 м.

Из верховий рек Талангуя и Олдонды юрские отложения непрерывной полосой прослежены в район с. Онон-Борзя.

Окрестности с. Онон-Борзя (4). В окрестностях этого села наблюдается следующий разрез (Мушников, 1958) ниже-среднеюрских отложений.

Онтагаинская свита начинается базальным конгломератом, залегающим на размытой поверхности палеозойских гранитов. Этот горизонт имеет весьма изменчивую мощность, которая колеблется от первых десятков метров до 500—700 м. Базальные конгломераты состоят из гальки, валунов и глыб подстилающих палеозойских гранитоидов, а также галек кварцевых порфиров, кварцитов и роговиков. Цементирующим или, точнее, заполняющим материалом в базальных конгломератах являются дресвянистые и грубозернистые аркозы.

Выше залегает толща однообразных желто-серых мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников. В верхней части свиты обнаружены отпечатки и ядра пелеципод, брахиопод и членики морских лилий. З. В. Кошелкиной отсюда определены *Pseudomonotis* sp., *Pseudomonotis* ex gr. *tiungensis* Petr., *Lima* sp., *Quenstedtia* sp. Общая мощность свиты от 350 до 1000 м.

Сивачинская свита залегает согласно на подстилающих песчаниках онтагаинской свиты и представлена среднегалечными конгломератами (иногда встречаются валуны) с прослоями и линзами песчаников. В гальках конгломератов преобладают кварцевые порфиры, кварциты и жильные изверженные породы, в небольшом количестве со-

* Г. Я. Крымголец указанные формы считает типичными для тоарского яруса.

держатся песчаники и роговики. Галька юрских пород появляется в конгломератах сивачинской свиты западнее с. Онон-Борзя и становится многочисленной у Курунзулайского перевала.

В основании свиты в прослое окварцованного песчаника собрано большое количество однообразной фауны: *Lucina* sp., *Tancredia* cf. *kuznetsovi* Khud., *Pseudomonotis* aff. *tiungensis* Petr. По мнению З. В. Кошелкиной, определявшей фауну, часть онтагаинской свиты и низы сивачинской относятся к среднему лейасу. Мощность свиты в окрестностях с. Онон-Борзя колеблется от 80 до 260 м. К западу, по направлению к Курунзулайскому перевалу, мощность конгломератов увеличивается до 400—500 м.

Онон-борзинская свита залегает согласно на подстилающих конгломератах. Сопоставляя несколько детальных разрезов свиты, мы выделили в ее составе две толщи. В нижней — преобладают переслаивающиеся темные алевролиты и аргиллиты, содержащие прослой серо-желтых песчаников. Близ с. Онон-Борзя и к западу от него в основании свиты непосредственно на конгломератах залегают алевропелиты, а к востоку от этого района основание нижней толщи сложено пачкой песчаников мощностью до 150—200 м. Характерной особенностью нижней толщи является повышенное содержание зерен эффузивных пород в песчаниках и алевролитах. В алевролитах нередко можно встретить следы перемыва, косую слоистость, знаки ряби, следы сползания осадка, а иногда (в верховьях р. Мунжея) — следы капель дождя.

В нижней половине пелито-алевритовой толщи обнаружена многочисленная фауна аммонитов и пелеципод. Аммониты определены Г. Я. Крымгольцем, который установил следующие виды: *Dactylioceras* cf. *annulatum* Sow., *Dactylioceras* cf. *braunianum* d'Orb., *Dactylioceras* cf. *arcus* Ct., *Dact. delicatum* Simps., *Peronoceras* cf. *linae* Par. et Vial., *Coeloceras* cf. *annuliferum* Simps., *Pseudolioceras* cf. *boulbiense* Joung et Bird, *Pseudolioceras* cf. *compactile*, *Pseudolioceras* cf. *xistense* Monest, *Pseudolioceras whitbiense* Buckm., *Pseudolioceras* cf. *lecktum* Simps., *Dactylioceras attenuatum* Simps., *Harpoceratoides* cf. *serotinum* Bettoni. По заключению Г. Я. Крымгольца, эти формы определенно принадлежат к тоарскому ярусу верхнего лейаса.

Из пелеципод З. В. Кошелкина определила: *Leda acuminata* Goldf., *Modiolus viluensis* Khud., *Merclinella marchaensis* Petr., *Nucula* sp., *Leda* sp.

Мощность нижней толщи достигает 800 м.

Верхняя толща онон-борзинской свиты состоит преимущественно из полимиктовых песчаников. Фауны в этой толще не обнаружено. Ее мощность около 450 м.

Верхнегазимурская свита, представленная в окрестностях с. Онон-Борзя конгломератами с мощными линзами песчаников, залегает на подстилающих породах либо несогласно, либо с видимым согласием. В нижних горизонтах свиты наблюдается большое количество гальки подстилающих юрских песчаников и алевролитов, а в верхних горизонтах преобладает галька варисских гранитоидов. Мощность свиты достигает 1500—2000 м.

Породы нижней и средней юры в окрестностях с. Онон-Борзя образуют крыло крупной синклинальной складки.

При сравнении этого разреза с разрезами западных районов выявляется, что он имеет следующие отличия: 1) мощность онтагаинской свиты постепенно убывает в восточном направлении; 2) алевролиты и

аргиллиты замещаются песчаниками. Это замещение отмечено в верховьях рек Ороклучи и Сосновки (правые притоки р. Борзи); 3) базальные конгломераты местами резко увеличиваются в мощности; 4) уменьшается мощность онон-борзинской свиты.

Палеонтологическая характеристика разреза юры в районе с. Онон-Борзя и прослеживание выделенных свит через бассейны рек Талангуя и Турги, дающее все основания сопоставить описанные разрезы, позволяют подойти к вопросу о возрасте выделенных свит.

Онтагаинская свита в районе с. Онон-Борзя содержит в верхней части фауну среднего лейаса. Нижняя ее часть в этом районе лишена фауны, но, вероятно, частично относится к нижнему лейасу. В бассейне р. Талангуя в нижней части свиты Т. О. Забокрицким и Т. М. Окуновой обнаружен нижнелейасовый аммонит. Таким образом, эту свиту следует датировать в рамках нижнего—среднего лейаса.

Сивачинская свита, судя по найденной в ней фауне и по залеганию ее под фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего лейаса, может быть отнесена к среднему—верхнему лейасу.

Онон-борзинская свита в окрестностях с. Онон-Борзя и в верховьях р. Талангуя содержит в своей нижней половине фауну тоарского яруса. В верхней части свиты фауна не обнаружена и она может условно относиться к средней юре.

Верхнегазимурская свита палеонтологически не охарактеризована. Вероятно, большая часть ее относится к средней юре, и только верхняя часть может принадлежать мальму.

До последнего времени основной сводной работой по стратиграфии морских юрских отложений Восточного Забайкалья являлась статья И. Е. Худяева (1931). Детальные геологосъемочные работы, проведенные А. Ф. Мушниковым, М. А. Гуревич, И. Г. Рутштейном, Б. И. Олексивом и К. К. Анашкиной в районе с. Онон-Борзя и в верховьях рек Талангуя и Турги, выявили существенные противоречия и ошибки в стратиграфической схеме И. Е. Худяева.

Морские юрские отложения в сводном разрезе И. Е. Худяева разделены на 11 горизонтов, из которых 1, 2 и 3 отнесены к нижнему лейасу, 4, 5 и 6—к среднему лейасу, 7 горизонт—к верхнему лейасу, 8—к нижнему догеру, 9—к среднему догеру, 10—к верхнему догеру и 11 горизонт—к мальму.

Первые семь горизонтов изучены в одном разрезе на р. Олоне. Более высокие горизонты юры изучались И. Е. Худяевым в бассейнах рек Турги и Талангуя, в окрестностях с. Онон-Борзя и в районе Газимурского Завода и надстраиваются автором в сводном разрезе на основании палеонтологических данных и частично литологического сходства пород.

По данным И. Е. Худяева, в окрестностях с. Турга имеются выходы различных горизонтов юры от верхнего лейаса до батского яруса доггера (горизонты 7, 8, 9 и 10 сводного разреза). Для этих горизонтов приведены большие списки фауны, главным образом пелеципод и брахиопод. Руководствуясь географическими привязками, которые И. Е. Худяев привел для обнажений этих горизонтов и мест сборов фауны в долине р. Турги, они были нанесены на геологическую карту (рис. 15). Одновременно было произведено сопоставление фактических разрезов юры (рис. 16) по районам верховий рек Турги, Талангуя и с. Онон-Борзя со сводным разрезом И. Е. Худяева (Мушников, Рутштейн, 1958). В результате выяснилось, что все обнажения и места нахождения

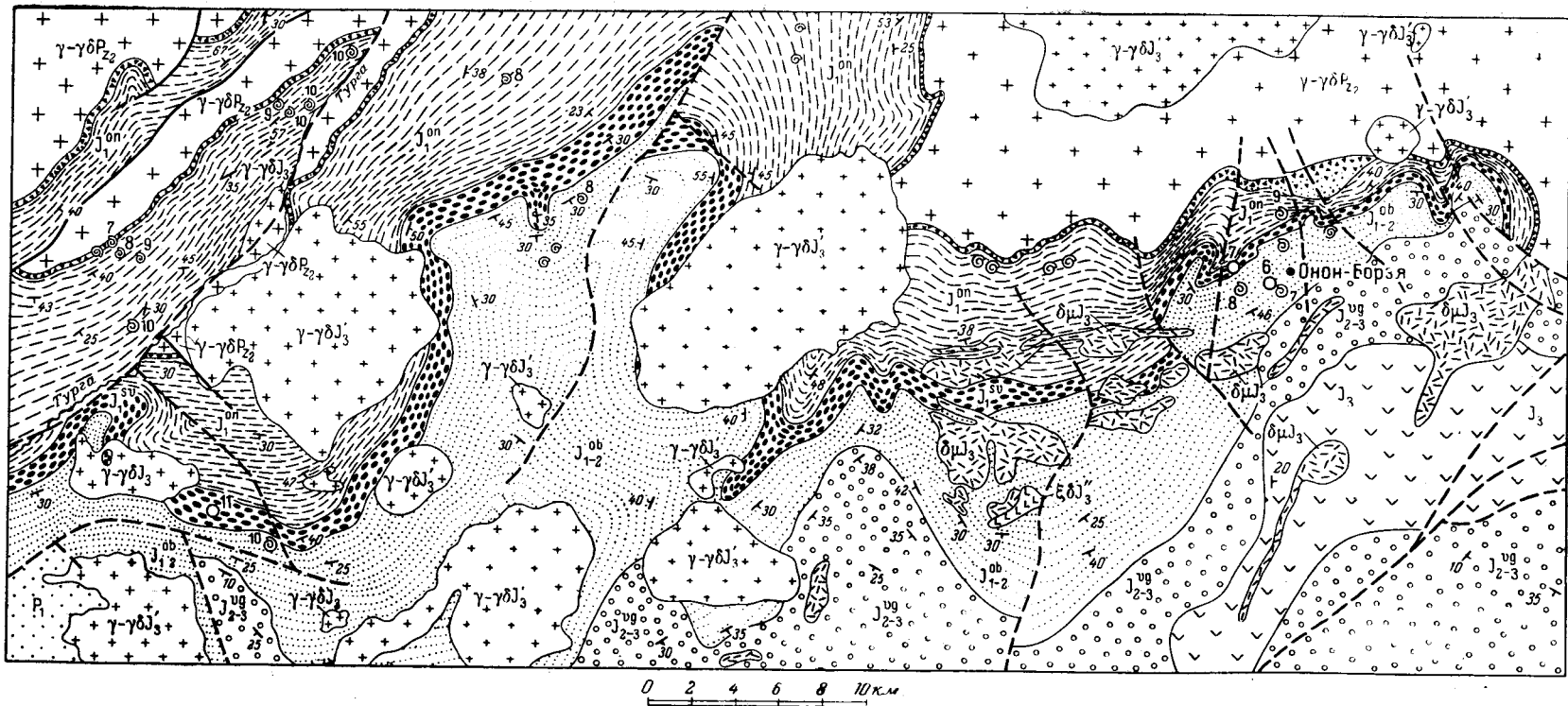


Рис. 15. Геологическая карта верховьев рек Турги, Талангуя и Онон-Борзя. Составили А. Ф. Мушников, Б. И. Олексив, И. Г. Рутштейн, 1957 г.

1 — верхнеюрские порфириды, кварцевые порфириды, туфы, туфопесчаники, конгломераты (J_2); 2 — верхнегазимурская свита конгломератов с линзами песчаников (J_{2-3}^{vg}); 3 — онон-борзьянская свита песчаников, алевролитов, аргиллитов с линзами конгломератов (J_{1-2}^{ob}); 4 — сивачинская свита конгломератов с линзами песчаников, алевролитов и аргиллитов (J_{1-2}^{su}); 5 — оггаганская свита глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов и песчаников с линзами конгломератов (J_{1on}); 6 — базальный горизонт онгаганской свиты: базальные конгломераты, дресвянистые брекчии, аркозовые песчаники (J_{on}); 7 — нижнепермские песчаники, алевролиты и конгломераты (P_1); 8 — верхнеюрские интрузии II этапа: сениито-диориты (e); 9 — субвулканическая фация верхнеюрских эффузивов: диоритовые порфириды, дацитовые порфиры (δp); 10 — верхнеюрские интрузии I этапа: биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты и гранодиориты, амазонитовые граниты, гранит-порфиры (γ - γ_0); 11 — среднепалеозойские биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты и гранодиориты с кселонитами палеозойских известняков и сланцев (γ - γ_0); 12 — разрывные нарушения: а) установленные, б) предполагаемые; 13 — места сборов ископаемой фауны: а) партиями ЧГУ в 1955—1957 гг., б) описанной И. Е. Худяевым в 1931 г. (цифры указывают номера горизонтов в стратиграфической схеме И. Е. Худяева); 14 — номера горизонтов И. Е. Худяева и их положение в местах, не охарактеризованных фауной.

по А Ф Мушникову
 р. Талангей, р. Олдонда
 р. Белектуй

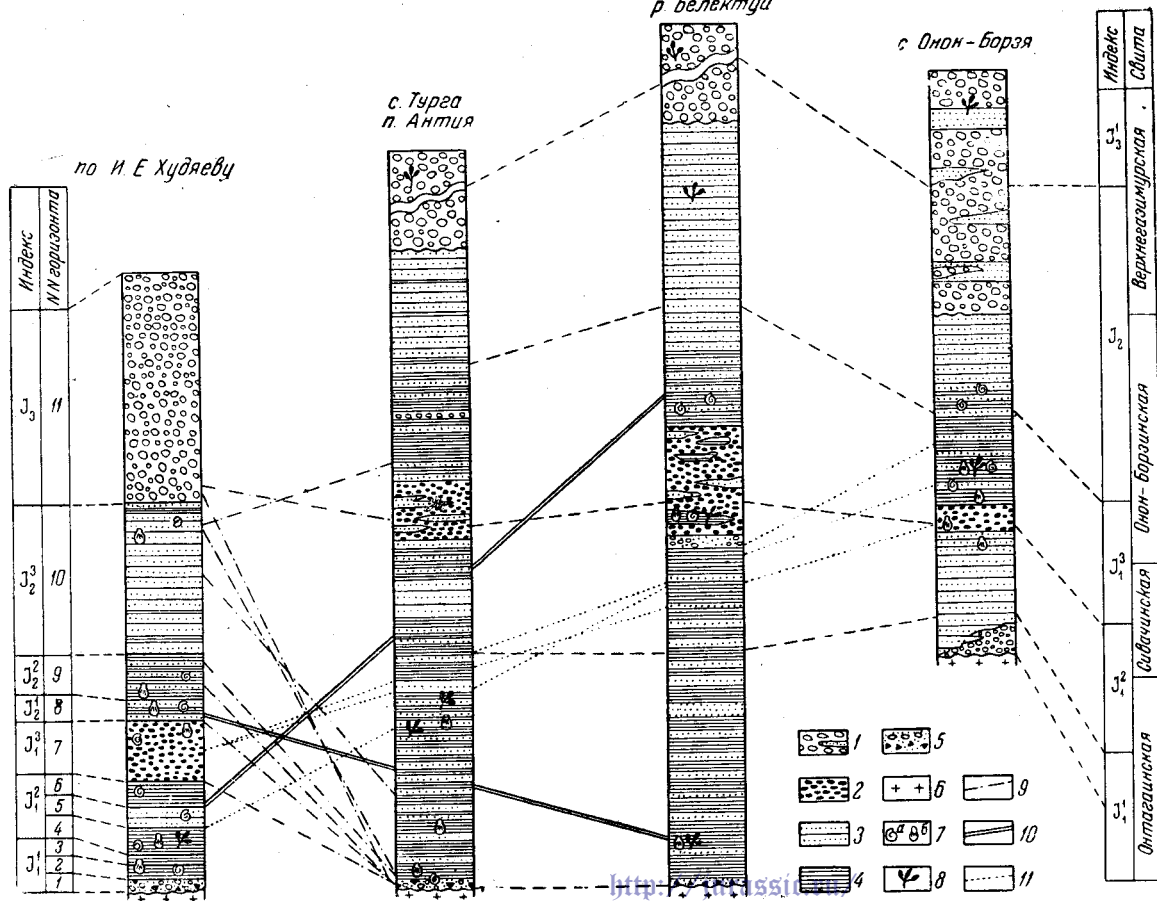


Рис. 16. Сопоставление разрезов морских юрских отложений Восточного Забайкалья

1 — конгломераты верхнегазимурской свиты; 2 — конгломераты сивачинской свиты; 3 — песчаники; 4 — аргиллиты, алевролиты и глинистые сланцы; 5 — конгломераты, дресвянистые брекчии и аркозы базального горизонта; 6 — породы фундамента; 7 — остатки ископаемой фауны: а) аммониты, б) пелециподы; 8 — остатки ископаемой флоры; 9, 10, 11 — линии привязки горизонтов

фауны приурочены к основанию юрского разреза — к низам онтагаинской свиты, т. е. к нижнему лейасу, И. Е. Худяев в своей работе объясняет налегание различных горизонтов юры на палеозойское основание наличием разрывного нарушения по контакту. Все поле юрских пород в долине р. Турги он рассматривал как останец размытого крупного шарижа.

Детальным картированием участка долины р. Турги установлено, что северный контакт юры с палеозойскими гранитами нормальный, седиментационный. На всем его протяжении прослежен базальный горизонт дресвянистых брекчий и конгломератов, в котором часто встречаются отпечатки и ядра пеллеципод (см. рис. 15).

Таким образом, можно утверждать, что выделение И. Е. Худяевым в районе верховий р. Турги горизонтов верхнего лейаса и доггера стратиграфически не оправдано, а приведенные им палеонтологические материалы вызывают серьезные сомнения.

Горизонты, относящиеся к среднему отделу юры, на данном участке можно ожидать только выше по разрезу, в верхней половине онон-борзинской свиты, над слоями с тоарскими аммонитами.

Десятый горизонт схемы И. Е. Худяева (по пади Сухая Антия), отнесен им к основанию онон-борзинской свиты, одиннадцатый горизонт, отнесенный им к верхней юре и сопоставляемый с верхнегазимуурской свитой, отмечен на правом берегу р. Турги (по падам Таменге, Шеви, Маректе), где он попадает в поле развития пород нижнего и среднего лейаса, и по пади Антия, где конгломераты относятся к сивачинской свите среднего — верхнего лейаса (см. рис. 15 и 16).

В бассейне р. Талангуя И. Е. Худяев ссылается на несколько обнажений, из которых на обследованной нами площади весьма интересен пункт по р. Талангую, в 6 км выше деревни Верхнее Гирюнино, где С. А. Призонт собрал фауну верхнелейасовых аммонитов. Обследовав этот участок, партия И. Г. Рутштейна в 1957 г. также нашла здесь остатки аммонитов. При этом было установлено, что алевролиты, содержащие фауну, залегают в низах онон-борзинской свиты над конгломератами сивачинской свиты.

В районе с. Онон-Борзя И. Е. Худяев наряду с правильным сопоставлением своего седьмого горизонта из разреза по р. Онону с конгломератами в пади Сивачи, делает ряд неверных сопоставлений. С тем же седьмым горизонтом он сравнивает алевролиты с гравием (падь Заключная), которые содержат тоарские аммониты и залегают в низах онон-борзинской свиты. Песчаники онтагаинской свиты он относит к доггеру. Базальный конгломерат онтагаинской свиты он параллелизует с одиннадцатым горизонтом своего разреза, относимым теперь к верхнегазимуурской свите.

Анализ новых материалов ставит под сомнение и доброкачественность палеонтологического обоснования стратиграфических построений И. Е. Худяева. Большинство из горизонтов, выделенных им в рассмотренных районах, охарактеризовано списками фауны, которые и послужили основанием для установления последовательности толщ. Возникает законный вопрос о достоверности палеонтологических определений, которые им были использованы для стратиграфических построений.

Окрестности с. Газимурский Завод (5). Морские юрские отложения в этом районе были обнаружены К. Г. Войновским-Кригером (1927б). И. Е. Худяев (1931) занимался изучением юрских отложений по пади Б. Кулинда, собрал большое количество фауны и выделил здесь целый

ряд горизонтов, которые показал в составленном им сводном разрезе морской юры Восточного Забайкалья. По возрасту юрские отложения данного участка И. Е. Худяев относит к лейасу и доггеру, выделяя здесь горизонты с четвертого (средний лейас) по десятый (верхний доггер).

Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий (1940), проводившие геологическое картирование окрестностей Газимурского Завода, выявили несколько ошибок в работе И. Е. Худяева (1931). Главной его ошибкой они считают отнесение им к юре песчаников и кремнистых сланцев, развитых в устье пади Б. Кулинда. Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий доказали, что юра залегает несогласно на этой толще с базальным горизонтом в основании. По предположению указанных исследователей, эти песчаники и кремнистые сланцы следует относить к карбону. Вторая ошибка И. Е. Худяева состоит в том, что он конгломераты, обнажающиеся в верховьях р. Б. Кулинды, отнес к верхам разреза морской юры. Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий же считают их базальным горизонтом морской юры.

Морскую юру эти исследователи расчленили на 12 горизонтов и, опираясь на определения фауны, произведенные И. Е. Худяевым, отнесли большую часть разреза к средней юре. Наличие лейаса они допускают только в нижних горизонтах базальных конгломератов. Общая мощность морской юры оценивается ими в 1200—1300 м.

В 1955 г. разрез юрских отложений по пади Б. Кулинда изучался Т. В. Стасюкевич, которая дала его детальную литологическую характеристику. Что касается ее стратиграфических построений, то они вызывают ряд возражений. Т. В. Стасюкевич повторила ошибку И. Е. Худяева и отнесла к лейасу толщу песчаников, кремнистых сланцев и алевролитов, выходящих в устье пади Б. Кулинда. Крупное угловое несогласие, описанное Е. В. Павловским и И. В. Лучицким, без веских доводов рассматривается ею как внутриюрское. Юрские отложения, залегающие выше несогласия, отнесены к средней юре и разделены на ряд свит и более мелких подразделений (толщи и горизонты). Необоснованным является выделение разреза бохтинской свиты. Непонятны и неубедительны соотношения выделенного ею кавыкучинского горизонта с другими частями юрского разреза; этот горизонт относится к верхней части разреза и в то же время залегает на древних гранитах. Т. В. Стасюкевич проводит сопоставление выделенных ею стратиграфических комплексов со сводным разрезом И. Е. Худяева, «бохтинскую свиту» она относит к батскому ярусу.

В 1956 г. район пади Б. Кулинда посетили Т. О. Забокрицкий и Т. М. Окунева, которые произвели дополнительные сборы фауны. По устному сообщению Т. О. Забокрицкого, им удалось обнаружить в нижней части разреза юры лейасовый аммонит.

В 1957 в. в районе пади Б. Кулинда и ее окрестностей геологами Читинского геологического управления под руководством М. А. Гуревич была произведена крупномасштабная съемка, которая позволила составить достоверный стратиграфический разрез юрских отложений этого района. Отдельные опорные горизонты юры были прослежены по всей площади ее развития.

По данным этих исследований, юрские отложения по пади Б. Кулинда с резким угловым несогласием и размывом залегают на песчаниках и кремнистых сланцах, выходящих в устье пади, которые по предварительным определениям фауны относятся к девону.

Юрские отложения в данном разрезе имеют следующее чередование.

Нижняя песчаниковая свита начинается базальным конгломератом, состоящим в нижней части из плохо отсортированной гальки, валунов и глыб подстилающих девонских песчаников и слюдистых алевролитов. Выше по разрезу появляется галька гранитов и пегматитов. Мощность базального горизонта достигает 35 м.

На конгломератах залегают полимиктовые песчаники светло-серого цвета, мелко- и среднезернистые, иногда крупнозернистые с примесью гравия и редкой гальки алевролитов с маломощными прослоями алевролитов темно-серого цвета.

Общая мощность свиты 280 м.

Алевролитовая свита состоит из темно-серых песчанистых алевролитов с подчиненными прослоями (50—70 м) полимиктовых песчаников. Алевролиты иногда имеют сланцеватую текстуру, в них нередко встречаются следы перемыва. В свите содержится фауна пелеципод, белемнитов и иногда аммонитов. Лейасовый аммонит, найденный Т. О. Забокрицким, вероятно, относится к верхам данной свиты. Партией М. А. Гуревич собраны остатки ископаемой фауны, из которых Т. М. Окунева определила: *Belemnites* sp., *Pseudolioceras* sp. (aff. *xistense* Monestier), *Pseudomonotis* ex gr. *echinata* (Smith), *Tancredia* cf. *namanensis* Petr.

По мнению Т. М. Окуновой, эта фауна позволяет датировать возраст отложений тоарским веком. Мощность свиты 860 м.

Свита переслаивающихся конгломератов, полимиктовых песчаников и песчанистых алевролитов. Конгломераты состоят из уплощенных, хорошо окатанных галек размерами от 1 до 10 см. В составе галек: кварцевые порфиры, кварциты, гранитоиды, метаморфические породы, песчаники и алевролиты. Цементирующим и заполняющим веществом служит полимиктовый песчаник. В верхней части свиты встречается многочисленная фауна пелеципод, из которых Т. М. Окунева определила *Isognomon khudyaevi* (Krumh.), *Isognomon* sp., *Cyprina* cf. *loweana* Mogg., *Ostrea* sp., которые позволяют считать эти отложения тоар-ааленскими. Общая мощность свиты около 170 м.

Конгломераты залегают в средней части свиты и прослеживаются по простиранию на большое расстояние. Именно эта пачка конгломератов была обнаружена М. А. Гуревич в верховьях пади Б. Кулинда, где они раньше рассматривались либо как самые верхи разреза юры (Худяев, 1931), либо как базальный ее горизонт (Павловский, Луцицкий, 1940).

Верхняя песчаниковая свита характеризуется однообразным составом. Преобладающими породами являются песчаники табачно-серого цвета мелко- и среднезернистые, местами переходящие в крупнозернистые. Имеется маломощный прослой рассланцованных алевролитов и линзы среднегалечных конгломератов. В низах свиты встречена фауна пелеципод, из которой Т. М. Окуновой определены *Isognomon khudyaevi* (Krumh.), *Cyprina* cf. *loweana* Mogg.

Мощность свиты 870 м.

Крайней северо-восточной точкой Газимурозаводского района, где была найдена морская юрская фауна, являются верховья р. Урова.

Окрестности с. Шелопугино (6). Обломочные отложения этого участка впервые подробно описаны Н. И. Толстихиным и на основании остатков плохо сохранившейся фауны пелеципод отнесены к нижнему

триасу. Позднее эти отложения были описаны В. П. Масловым и А. Д. Зиновкиным (1940) и отнесены ими к нижнему триасу. Возраст этих отложений базировался на находках в них *Myophoria* cf. *laevigata* Alb., которая раньше рассматривалась как руководящая форма нижнетриасового времени. Однако (по данным Л. Д. Кипарисовой) эта форма была обнаружена и в более молодых отложениях (средний лейас) и потеряла значение руководящего вида.

В 1950 г. Н. А. Авдонцев нашел в этих отложениях фауну пелеципод юрского типа. В 1956 г. Т. В. Стасюкевич (устное сообщение) обнаружила в алевролитах данной толщи остатки аммонитов, характерных для тоарского яруса.

Таким образом, в настоящее время обломочные породы, развитые в окрестностях с. Шелопугино, можно с полным основанием считать юрскими. Разрез толщи обломочных отложений в бассейнах рек Туров. и Сенкокучи, составленный Н. И. Толстихиным (Лучицкий, 1950а), следующий (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. Конгломераты, несогласно залегающие на дислоцированной и прорванной гранитами свите метаморфических сланцев, кварцитов и кристаллических известняков, состоят из гальки подстилающих пород. В них встречены неясные остатки пелеципод, гастропод и пустоты от белемнитов (?) | 25 м |
| 2. Песчаники известковые, аркозовые, переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами, содержащие неясные отпечатки растений (?) | 200 „ |
| 3. Сланцы черные глинистые | 1500 „ |
| 4. Сланцы, переслаивающиеся с песчаниками | 350 „ |
| 5. Конгломераты с двусторками и пустотами от белемнитов (?) | 50 „ |
| 6. Сланцы черные глинистые с <i>Cladophlebis</i> sp. | |
- Общая мощность разреза (по Н. И. Толстихину) 2500 м.

Большая часть юрских отложений окрестности с. Шелопугино, вероятно, относится к лейасу.

Район Шилкинского Завода (7). Здесь условно к юре относятся морские отложения чалбучинской свиты, описанные В. А. Мелиоранским (1932), а в 1936 г. Б. А. Ивановым в районе поселка Шилкинский Завод.

В составе свиты, образующей здесь ничтожные по площади выходы, преобладающее развитие имеют черные и темно-серые глинистые сланцы с прослоями аркозовых песчаников. В. А. Мелиоранский находил в сланцах неопределимые остатки растений и пустоты от ростров белемнитов. Он же указывал на сходство черных сланцев чалбучинской свиты с юрскими сланцами из окрестностей Газимурского Завода.

Низовья р. Унды (8). Т. М. Дембо в нижнем течении р. Унды в 1942 г. описал толщу грубообломочных отложений, которую он сопоставляет с морскими юрскими отложениями, описанными Ю. М. Шейнманном в окрестностях с. Улятуй.

По наблюдениям Т. М. Дембо, юрские породы в низовьях р. Унды залегают трансгрессивно на неровном палеозойском основании, имеющем значительные выступы и впадины.

В нижней части разреза юрской толщи залегают дресвянистые брекчии и базальные конгломераты, в которых отмечена слабая окатанность гальки и сходство слагающих ее пород с подстилающими отложениями. Выше залегают крупногалечные конгломераты, чередующиеся с мелкогалечными разностями и содержащие прослои грубых полимиктовых песчаников. Среди песчаников встречаются тонкие прослои очень плотных черных аргиллитов.

Состав гальки конгломератов довольно разнообразен. В них встречаются породы метаморфического комплекса, развитого в этом районе, и все разновидности ундинского комплекса гранитоидов. Кроме того, они содержат гальку милонитизированных и рассланцованных пород, что указывает на доюрский возраст явлений милонитизации и рассланцевания. Максимальная мощность юрской толщи 350 м.

Бассейны рек Туры и Ундурги. И. В. Лучицкий (1950) в указанном районе описал толщу конгломератов, песчаников и черных глинистых сланцев, которая залегает несогласно на отложениях палеозоя и верхнего триаса. Эта толща, по его наблюдениям, «обнаруживает сильные фациальные изменения вкрест простирания, с юго-востока на северо-запад, вплоть до полного замещения ее конгломератами».

По юго-восточной окраине этой толщи И. В. Лучицким описан следующий разрез (снизу вверх):

1. Конгломераты базальные с хорошо окатанной галькой песчаников, глинистых сланцев, реже гранита и других пород. Мощность около 400 м
2. Серые песчаники преимущественно средне- и мелкозернистые, полимиктовые, переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами и аргиллитами. Мощность около 500 м

«Стратиграфическое положение этой толщи выше триасовых отложений с фауной *Pseudomonotis ochotica*, а также литологический состав, — пишет И. В. Лучицкий, — не оставляют сомнения в том, что мы здесь имеем дело с морскими юрскими отложениями...». Принадлежность описанной толщи к морской фации может оспариваться, но соображения о ее возрасте выглядят вполне убедительно и не вызывают сомнений.

Низовья рек Ингоды и Онона. По правобережью р. Ингоды, близ ее слияния с р. Ононом, известны выходы мощной толщи конгломератов, получивших название карабачинских. По последним данным М. И. Тулохонова, эти конгломераты залегают несогласно на верхнетриасовых отложениях и по простиранию замещаются эффузивно-туфогенной толщей. В конгломератах наблюдается развальцевание галек и общее рассланцевание породы, приводящее местами к образованию конгломерато-сланцев. Конгломератовая толща в данном районе прорвана многочисленными штоками гранитов и несет местами следы сильного контактового метаморфизма.

О возрасте конгломератовой толщи имеется мало объективных данных. М. И. Тулохонов относит эту толщу к верхнему отделу юры на том основании, что ее грубообломочные породы замещаются по простиранию эффузивами и пирокластами. По нашему мнению, в этом участке, находящемся в зоне долго живущего Шилкинского разлома, возможны проявления и более раннего ниже-среднеюрского эффузивного вулканизма, и толща конгломератов и эффузивно-туфогенных пород относится к нижнему и среднему отделам юрской системы.

Прибрежно-континентальные отложения алгачинского типа

Алгачинская фация юрских отложений впервые была выделена С. А. Музылевым (1932а) на основании геологической съемки, которую он производил в 1928 г. в окрестностях поселка Алгачи и на Цаган-Оленуевском гранитном массиве. Обратив внимание на более грубообломочный характер юрских пород алгачинской серии, отличающейся

этим от морских юрских отложений западных районов, и на то обстоятельство, что алгачинская юра не имеет сходства с эстериновой юрой, считавшейся в те годы континентальным аналогом морских юрских отложений, С. А. Музылев выделил эту серию в особую фацию. Как выяснилось впоследствии, «эстериновая юра» отнюдь не является возрастным аналогом морских юрских отложений, а представляет собой два более молодых комплекса пород — верхнеюрский и нижнемеловой, залегающие с угловым несогласием на подстилающих отложениях, в том числе и на ниже-среднеюрской серии пород. Однако, как показали последующие работы (Соколов, 1936; Козеренко, Мушников, 1953; Козеренко, 1956), выделенная С. А. Музылевым алгачинская фация, действительно, занимает промежуточное положение между морской фацией и континентальными отложениями нижней и средней юры, развитыми в приаргунской полосе.

С разрезами морской юры алгачинская юра сопоставляется очень хорошо, имея общий маркирующий горизонт (рис. 17). С. А. Музылевым (1932а) в окрестностях с. Алгачи описан разрез юрских отложений и выделены следующие свиты (снизу вверх):

1. Акатуевская свита, представленная преимущественно граувакками, реже аркозами. Мощность свиты не менее 500 м.
2. Базановская свита, сложенная конгломератами с редкими линзами песчаников. Мощность 400 м.

3. Бохтинская свита, представленная аркозами и граувакками, не отличающимися от аналогичных пород акатуевской свиты. Мощность свиты не менее 1000 м.

4. Верхнегазимульская свита выражена конгломератами с галькой пород, напоминающих комплекс подстилающих юрских отложений. Имеется много прослоев песчаника в нижней части свиты. Мощность ее более 1500 м.

Схема стратиграфии алгачинской юры, разработанная С. А. Музылевым, была подтверждена работами К. Г. Войновского-Кригера (1931), А. Л. Лисовского (1931) и принята И. Е. Худяевым (1931) для сопоставления с разрезом морской юры. Впоследствии эта схема прочно укоренилась в литературе. Последующими работами деление алгачинской юры, предложенное С. А. Музылевым для района с. Алгачи, полностью подтвердилось. В процессе геологической съемки было установлено, что разрез алгачинской юры закономерно изменяется в различных направлениях. Для характеристики этих изменений целесообразно привести ряд стратиграфических разрезов алгачинской юры, тесно увязанных между собой путем прослеживания свит по простиранию и последовательного изучения изменений их литологического состава.

Окрестности с. Алгачи (9). Акатуевская свита в данном районе залегает на размытой поверхности складчатого нижнего палеозоя. В ее основании нередко залегают грубообломочные породы. Базальные горизонты наблюдались в нескольких местах. Особенно интересны конгломерато-брекчии, выходящие на горе Шаманка (близ поселка Гурбанжа), а также на горе Уткина-Сопка (в правом склоне пади Алгачи).

На горе Шаманка на метаморфических сланцах и известняках нижнего палеозоя залегают юрские конгломерато-брекчии, состоящие из полуокатанных и угловатых обломков размерами от нескольких сантиметров до полуметра в поперечнике. В составе обломочного материала преобладают метаморфические породы: кварциты, серицитово-

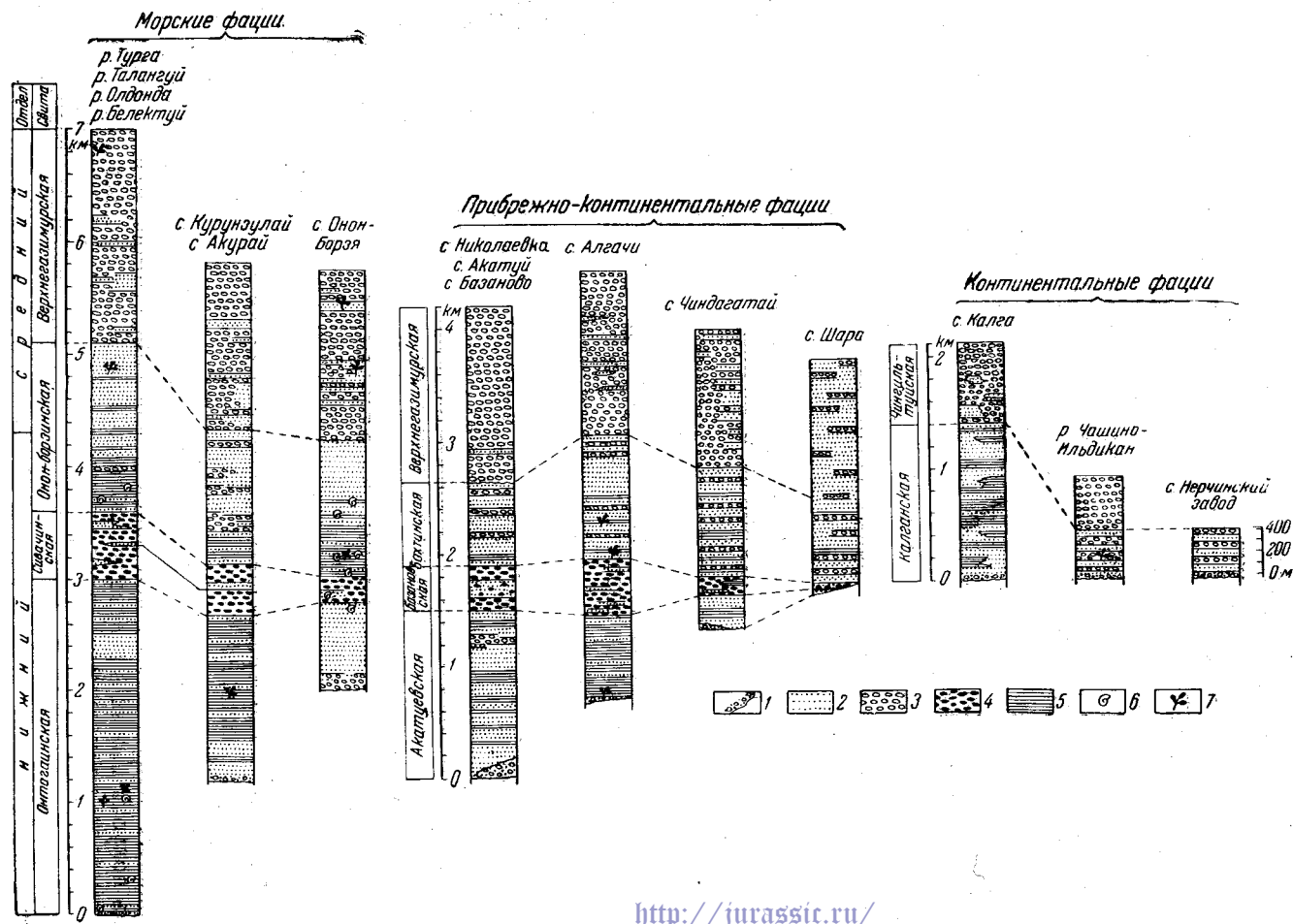


Рис. 17. Составление разрезов нижней и средней юры юго-восточной части Восточного Забайкалья

1 — конгломераты, аркозовые песчаники и дресвянистые брекчи базального горизонта; 2 — песчаники полимиктовые; 3 — конгломераты бохтинской и верхнегазимурской свиты; 4 — конгломераты базановской (сивачинской) свиты; 5 — алевриты и аргиллиты; 6 — фауна пелеципод и аммонитов; 7 — растительные остатки

кварцевые сланцы, реже кристаллические известняки; встречаются также единичные глыбы гранитов и гнейсов. Обломочный материал располагается в песчано-глинистом цементе, который довольно сильно метаморфизован.

На горе Уткина-Сопка метаморфизм в конгломерато-брекчиях проявился значительно слабее. Цемент конгломерато-брекчий представлен черным глинисто-серицитовым сланцем. В цементе брекчии удалось обнаружить растительные остатки: *Cladophlebis* sp. и *Podozamites* sp. (определение В. Д. Принады). Эти растительные остатки, а также некоторые текстурные особенности (следы перемыва осадков) позволяют считать конгломерато-брекчии базальным горизонтом алгачинской юры.

На конгломерато-брекчиях залегает толща глинистых сланцев черного и темно-серого цвета с ясной сланцеватой текстурой, которая иногда маскирует истинную слоистость. В сланцах имеются прослоя глинистых алевролитов со следами перемыва. Мощность этой толщи достигает 200 м.

Выше по разрезу лежит пачка перемежающихся полимиктовых песчаников, сланцев и алевролитов, причем мощность прослоев песчаников увеличивается кверху, где они становятся преобладающей породой.

На этой пачке залегает монотонная толща серых средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников, в которых нередко встречаются маломощные прослои и линзы гравелитов, содержащих мелкую гальку и полуокатанные обломки аргиллитов и алевролитов. Зерна песчаников акатуевской свиты очень слабо окатаны. В их составе отмечены кварц, плагиоклаз, глинисто-серицитовые и углисто-глинистые сланцы, кварцево-слоистые сланцы, калинатровый полевой шпат, кварциты, кислые лавы и другие породы и минералы, не играющие существенной роли. Цемент песчаников — базальный, глинисто-алевролитовый. Мощность песчаниковой толщи 350—400 м.

В верхней части акатуевской свиты (в окрестностях поселка Гурбанжа и с. Алгачи) среди песчаников появляются прослои глинистых сланцев, иногда обогащенных углистым веществом, и алевролитов. В сланцах обнаружены растительные остатки, среди которых М. Ф. Нейбург и В. Д. Принада определили: *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Cladophlebis* sp., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.), *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia* sp., *Ctenis* sp., *Nilssonina* sp., *Anomozamites* sp.

Общая мощность акатуевской свиты в окрестностях с. Алгачи достигает 800—1000 м.

Базановская свита в окрестностях с. Алгачи представлена конгломератами, сложенными хорошо окатанной галькой, размеры которой редко превышают 3—5 см в поперечнике. Реже в отдельных прослоях галька достигает размеров 15—20 и даже 30 см. Цемент, или точнее, заполняющий материал, представлен полимиктовым песчаником и выполняет промежутки между плотно уложенными гальками. В конгломератах имеются немногочисленные линзы песчаников небольшой мощности.

Детальное изучение состава галек базановских конгломератов показало, что среди них преобладающую роль играют породы гранитного состава, различные роговики, встречается большое количество галек кварцитов, кварцевых порфиров, метаморфизованных песчаников. В небольшом количестве наблюдается галька глинистых алевролитов и по-

лимиктовых песчаников подстилающей акатуевской свиты. Галька алевролитов и песчаников окатана плохо, а иногда и вовсе не окатана. В прослоях и линзах песчаников, среди конгломератов, неоднократно наблюдались грубые отпечатки древесины. Мощность базановской свиты в районе с. Алгачи достигает 400—450 м.

Бохтинская свита в окрестностях с. Алгачи в двух местах залегает на подстилающих юрских породах с незначительным угловым несогласием, которое установлено лишь геологическим картированием. Во всех остальных пунктах этого района наблюдается ее согласное залегание на базановской свите. В составе свиты преобладают песчаники, подчиненное значение имеют глинистые сланцы, алевролиты и конгломераты, образующие многочисленные, но маломощные прослои.

В основании бохтинской свиты нередко залегает базальный конгломерат, содержащий иногда гальки юрских пород. Микроскопическое изучение бохтинских песчаников показало, что они мало отличаются от акатуевских. В песчаниках бохтинской свиты содержится несколько больше зерен кислых и средних лав. Конгломераты бохтинской свиты обычно имеют базальный цемент, но иногда в них встречается глинисто-карбонатный и карбонатный цементы. В алевролитах собраны следующие растительные остатки: *Czekanowskia rigida* Heer, *Leptostrobus* sp., *Carpolithes* sp., *Cladophlebis nebbensis* Brongn. (определения В. Д. Принады). Мощность бохтинской свиты в районе с. Алгачи превышает 1000 м.

Верхнегазимурская свита является в алгачинской серии самой верхней. В окрестностях с. Алгачи она залегает с угловым несогласием на подстилающих юрских породах. Несогласное залегание верхнегазимурских конгломератов хорошо выражено в верховьях р. Сухой Газимур, к северу от поселка Гурбанжа. В данном участке верхнегазимурская свита залегает на различных горизонтах алгачинской юры, в том числе непосредственно и на породах акатуевской свиты.

В отличие от базановских конгломератов, верхнегазимурская свита содержит частые прослои и линзы грубозернистых песчаников. По размерам галек конгломераты разнообразны: наряду с валунными разновидностями встречаются и мелкогалечные конгломераты, но наиболее распространены среднегалечные. Сортировка обломочного материала в конгломератах слабая и нередко вместе с мелкими и средними гальками встречаются валуны. Обращает на себя внимание обилие галек полимиктовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и конгломератов, по составу и степени метаморфизма соответствующих юрским породам. В одной из галек алевролита обнаружен отпечаток юрского растения (*Czekanowskia* sp.).

При количественных подсчетах галек конгломератов оказалось, что в некоторых пластах гальки юрских пород составляют до 50—60% всего обломочного материала. В окрестностях с. Алгачи значительно реже встречаются пласты конгломератов, в которых преобладают гальки и валуны гранитов и метаморфических пород. Из группы метаморфических пород в гальках встречается больше всего различных роговиков. Заполняющим веществом в конгломератах служит крупнозернистый полимиктовый песчаник. Такого же типа песчаники образуют в конгломератах прослои и линзы. В верхнегазимурской свите очень редко встречаются линзы темных песчаных алевролитов, в которых обнаружены растительные остатки: *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites gramineus* Heer, *Sphenopteris*

сп., *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath. Мощность верхнегазимурской свиты в районе с. Алгачи достигает 1500 м. Описанный выше разрез ниже-среднеюрских отложений характерен для района с. Алгачи и поселка Гурбанжа. В восточном направлении в крыле Савво-Борзинской синклинали этот разрез закономерно изменяется. Рассмотрим разрез алгачинской юры в северном крыле этой крупной складки.

Район с. Чиндагатай (10). Акатуевская свита в окрестностях с. Чиндагатай залегает на палеозойских гранитах и гранит-порфирах с горизонтом брекчий и конгломерато-брекчий в основании, состоящих из глыб, валунов и гальки порфирированных гранитов, сцементированных главным образом дресвянистой брекчией из материала тех же гранитов. Крупнообломочный материал в базальном горизонте распределен неравномерно. Иногда в основании свиты залегают брекчии, состоящие из дресвы гранита и очень похожие на коренные граниты. Лишь наличие редких окатанных галек в дресве, а иногда прослоев пород с мелкозернистой структурой, дает возможность отделить базальный горизонт от подстилающего гранита.

Мощность базального горизонта у с. Чиндагатай колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. К западу мощность базальных конгломерато-брекчий постепенно увеличивается и на водоразделе рек Алачакан и М. Чиндагатай превышает, по-видимому, 100 м. Выше базального горизонта залегают переслаивающиеся серые полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Мощность акатуевской свиты у с. Чиндагатай не превышает 300 м, но к западу по направлению к реке М. Чиндагатай она заметно увеличивается.

Базановская свита в данном разрезе сложена конгломератами с линзами песчаников, а иногда и алевролитов. В отличие от западных разрезов здесь преобладают более мелкогалечные разности конгломератов. Мощность базановской свиты здесь не превышает 150 м и увеличивается к западу.

Бохтинская свита в районе с. Чиндагатай наряду с обычными полимиктовыми песчаниками и алевролитами содержит много прослоев конгломератов. Мощность ее в данном разрезе не менее 1000 м.

Верхнегазимурская свита близ с. Чиндагатай изменчива в литологическом отношении. На западном склоне долины р. Чиндагатай свита слагается конгломератами с маломощными прослоями и линзами песчаников, т. е. имеет обычный свой состав. На восточном же склоне этой долины она представлена частым переслаиванием конгломератов, песчаников и алевролитов с преобладанием конгломератов. Еще далее на восток конгломераты постепенно убывают в разрезе свиты. Уже в левом склоне пади Булдурутуй в верхнегазимурской свите резко преобладают песчаники с подчиненными прослоями конгломератов и алевролитов. Мощность верхнегазимурской свиты в районе с. Чиндагатай превышает 1000 м.

Район к югу от с. Шара (11). Восточнее с. Чиндагатай акатуевская и базановская свиты постепенно уменьшаются в мощности. К югу от с. Шара, в левом склоне пади Далбыркей, они полностью выклиниваются. В западном склоне пади Далбыркей составлен следующий разрез отложений.

Акатуевская свита залегает на варисских порфирированных гранитах и гранодиоритах с маломощным горизонтом дресвянистых брекчий в основании, содержащих остроугольные обломки подстилаю-

щих гранитов. Вверх по разрезу брекчии сменяются серыми полимиктовыми песчаниками и темными алевролитами. Мощность свиты не превышает первых десятков метров.

Базановская свита представлена мелко- и среднегалечными конгломератами с прослоями серых полимиктовых песчаников и черных алевролитов. Мощность ее 30—40 м.

Бохтинская свита представлена серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями темных алевролитов и линзами конгломератов. В данном разрезе она не может быть отделена от вышележащей верхнегазимурской свиты, которая здесь сложена совершенно аналогичными полимиктовыми песчаниками с отдельными линзами конгломератов. Граница между этими свитами на геологической карте проведена условно. Суммарная мощность бохтинской и верхнегазимурской свит по приблизительным подсчетам равна 2000 м.

Отложения нижней и средней юры, выходящие к востоку от пади Далбыркей, отнесены уже к континентальной приаргунской фации. Условной границей с алгачинской фацией считается зона выклинивания акатуевской и базановской свит.

Окрестности сел Акатуй, Базаново и Николаевка (12). Представление об изменении алгачинской юры в северо-западном направлении дает сводный разрез, составленный А. Ф. Мушниковым и В. Н. Козеренко в окрестностях сел Акатуй, Базаново, Николаевка.

Акатуевская свита обнажена у северной окраины с. Акатуй, где на размытой поверхности палеозойских гранитов залегают валунные конгломераты, сложенные преимущественно валунами и галькой подстилающих гранитов. Кроме того, в них встречаются метаморфические песчаники, сланцы и роговики. Большая часть валунов хорошо окатана, однако встречаются отдельные почти неокатанные глыбы. Мощность базального конгломерата невыдержанна; на описываемом участке он представляет собой мощную линзу, достигающую в раздуве 100 м и быстро выклинивающуюся в обе стороны.

Выше залегают однообразная толща серых полимиктовых песчаников, отличающихся только по крупности зерна, с прослоями темных алевролитов и линзами гравийных конгломератов. В верхней части толщи наблюдается линзовидный горизонт, сложенный переслаивающимися конгломератами и песчаниками. Для этого горизонта характерны замещения по простиранию конгломератов песчаниками с галькой и преобладание в составе галек черных алевролитов и серых песчаников, аналогичных акатуевским. Максимальная мощность этого горизонта достигает 200 м.

Выше лежит толща песчаников и алевролитов, перемежающихся между собой, с преобладанием последних. Мощность акатуевской свиты здесь определяется с трудом, по-видимому, она значительно больше 1000 м, а может быть достигает даже 2000 м.

Базановская свита представлена в этом районе конгломератами с мощной пачкой песчаников в средней части свиты. В гальке конгломератов резко преобладают кварциты, кварцевые порфиры, роговики и метаморфические породы, а также гранитоиды; в подчиненном количестве встречается галька юрских песчаников и алевролитов. Мощность базановских конгломератов изменяется от 200 до 500—600 м, убывая по направлению к востоку.

Бохтинская свита залегает согласно на базановской и представлена полимиктовыми песчаниками с прослоями темных алевро-

литов. В верхней ее половине имеются многочисленные прослои и линзы конгломератов. Мощность бохтинской свиты в данном участке определить даже приблизительно невозможно из-за широкого развития аллювиальных образований р. Гунгунджи.

Вернегазимурская свита представлена конгломератами, среди которых имеется много крупногалечных и валунных разновидностей. В составе галек наряду с варисскими гранитоидами и различными ме-

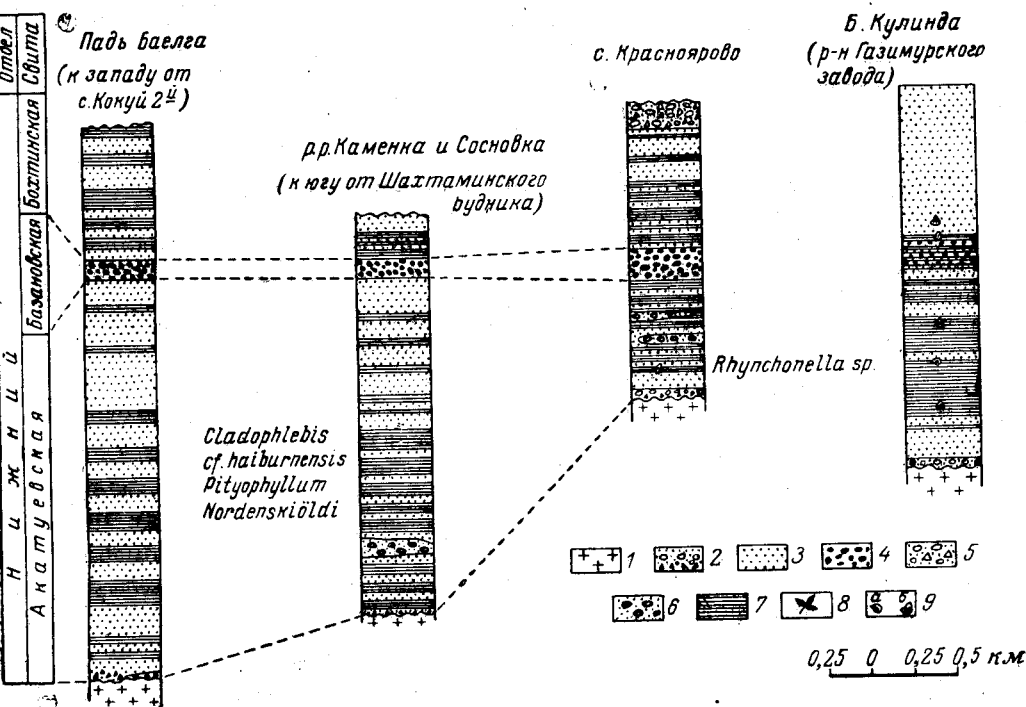


Рис. 18. Стратиграфические разрезы юрских отложений Борзинско-Газимурской синклинали (северо-восточная часть)

1 — породы фундамента; 2 — конгломераты и дресвянистые брекчии базального горизонта; 3 — песчаники полимиктовые; 4 — конгломераты базановской (сивачинской) свиты; 5 — конгломераты бохтинской свиты; 6 — ненасыщенные конгломераты акатуевской свиты; 7 — алевролиты и аргиллиты; 8 — растительные остатки; 9 — фауна: а) аммониты, б) брахиоподы и пелециподы

таморфическими породами имеется много юрских песчаников, алевролитов и конгломератов. Мощность свиты не менее 1500 м.

В отличие от разреза окрестностей с. Алгачи данный разрез характеризуется следующими особенностями:

а) акатуевская свита резко увеличивается по мощности и в ней появляются линзы внутриформационных ненасыщенных конгломератов, содержащих гальку юрских (акатуевских) черных алевролитов и серых песчаников;

б) в базановской свите появляется мощная пачка песчаников;

в) бохтинская свита отличается более грубообломочным составом слагающих ее пород.

К северо-востоку от описанного района, в пределах Газимурской синклинали, довольно широко развита алгачинская фация юрских отложений (рис. 18).

Падь Баелга, к западу от с. Кокуй II (13). Здесь разрез составлен К. К. Анашкиной и представлен следующими свитами:

Акатуевская свита залегает на размытой поверхности палеозойских метаморфических пород и варисских гранитов. В ней выделены следующие пачки пород (снизу вверх):

- | | |
|--|--------|
| 1. Базальные конгломерато-брекчии, представленные линзовидным маломощным горизонтом. | |
| 2. Серые полимиктовые песчаники с редкими прослоями и линзами темных алевролитов | 450 м |
| 3. Серые полимиктовые песчаники, перемежающиеся с темными алевролитами и аргиллитами | 1150 " |
| 4. Серые полимиктовые песчаники с редкими прослоями темных алевролитов | 770 " |
| Общая мощность свиты 2370 м. | |

Базановская свита сложена конгломератами с маломощными прослоями песчаников. Мощность ее 100—120 м.

Бохтинская свита представлена серыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с темными алевролитами. Неполная мощность свиты 750 м. На ней с угловым несогласием залегает эффузивная свита верхней юры. Для этого разреза характерно увеличение мощности акатуевской свиты и малая мощность базановской свиты.

Окрестности сел Красноярово и Боровское (14). Разрез составлен по материалам Г. Ю. Григорчука. На данном участке составление нормального разреза алгачинской юры было связано с большими трудностями из-за плохой обнаженности района и широкого проявления разрывных дислокаций. Нормальные контакты юры с подстилающими палеозойскими породами встречаются очень редко.

Акатуевская свита обычно имеет в основании конгломераты, состоящие из валунов и галек подстилающих варисских гранитов и гранодиорит-порфиров. Иногда здесь встречается горизонт дресвянистых брекчий.

Выше залегает толща полимиктовых песчаников, перемежающихся с темными алевролитами. Характерной особенностью свиты является присутствие в ней линзующихся прослоев внутриформационных ненасыщенных конгломератов. Таких прослоев в разрезе акатуевской свиты встречено два. В ней наблюдаются также маломощные прослой дресвянистой брекчии. В районе с. Боровское Г. Ю. Григорчук обнаружил в алевролитах акатуевской свиты единственное ядро от раковины *Rhynchonella* (по предварительному определению Т. М. Окуневой). Мощность акатуевской свиты приблизительно 700 м.

Базановская свита представлена конгломератами с линзами гравелитов и полимиктовых песчаников. Мощность ее меняется от 100 до 350 м.

Бохтинская свита имеет довольно изменчивый состав. Преобладающими породами в ней являются серые полимиктовые песчаники с прослоями темных алевролитов, которые иногда сильно увеличиваются в мощности. В верхах свиты нередко появляется большое количество прослоев и линз конгломератов. Г. Ю. Григорчук по левобережью пади Эрыман (правый приток р. Золы) закартировал толщу валунных конгломератов, дресвянистых брекчий и песчаников и отнес ее к наиболее высоким горизонтам бохтинской свиты. Не исключено, что эти конгломераты относятся уже к верхнегазимуурской свите. Мощность бохтинской свиты 850 м.

Континентальные отложения приаргунского типа

К этой группе фаций относятся юрские отложения, развитые в предгорьях Кличкинского хребта, на восточном замыкании Савво-Борзинской синклинали, в Калганской и Чашино-Ильдиканской мульдах, а также в районе Нерчинского Завода и с. Золотоноши.

Предгорья Кличкинского хребта, между селами Кличка и Чупино (15). В основании разреза юры залегает базальный горизонт, представленный конгломерато-брекчиями и дресвянистыми брекчиями. На нем залегает толща переслаивающихся линзовидных прослоев полимиктовых песчаников, дресвянистых брекчий и конгломератов. Отдельные линзы песчаников по простиранию часто сменяются конгломератами и наоборот. Прослой тонкозернистых пород в данной толще обычно отсутствуют. Отмечено несколько линз алевролитов, в которых собраны растительные остатки, аналогичные известным в алгачинской юре. Мощность всей свиты по приблизительным подсчетам не превышает 800—1000 м.

В районе с. Чупино на этой свите залегают конгломераты, аналогичные верхнегазимурским. В гальке конгломератов в большом количестве встречаются лейкократовые палеозойские граниты, характерные для Кличкинского хребта. Мощность конгломератовой свиты точно не определена, но, по-видимому, не превышает 1000 м.

Сравнение вышеописанного разреза с разрезом алгачинской юры позволяет сделать следующие выводы:

1. Нижняя свита характеризуется большой пестротой литологического состава слагающих ее пород, линзовидным замещением конгломератов песчаниками. В свите невозможно выделить какие-либо выдержанные по простиранию горизонты. По возрасту она скорее всего соответствует бохтинской свите алгачинского разреза. Породы данной свиты, по-видимому, формировались в континентальных условиях.

2. Мощность обломочных юрских отложений в предгорьях Кличкинского хребта, по сравнению с районом с. Алгачи, сильно уменьшилась, что свидетельствует об изменении тектонической обстановки при движении с северо-запада на юго-восток (от центральных частей юрского прогиба к области, которая в нижней и средней юре испытывала восходящие движения).

В последнее время принято решение о присвоении нижней свите географического наименования «калганская».

Для характеристики главного поля развития континентальной фации юрских отложений рассмотрим стратиграфические разрезы Калганской и Чашино-Ильдиканской мульды.

Юго-восточная часть Калганской мульды (16). Разрез составлен по материалам В. Н. Козеренко по линии поселок Запокровский — с. Покровка — с. Чингильтуй.

Калганская свита залегает на размытой, резко расчлененной поверхности нижнего палеозоя и древних гранитоидов. В ее основании залегает горизонт конгломерато-брекчий, дресвянистых брекчий, который иногда замещается песчаниками или песчано-глинистыми породами. Базальный горизонт имеет мощность, не превышающую первых десятков метров.

Выше залегает толща однотонных, чаще всего среднезернистых полимиктовых песчаников с грубой, часто косой слоистостью, содержащих

редкую мелкую гальку. В песчаниках встречаются неопределенные растительные остатки. Песчаники по мере уменьшения величины зерна переходят в песчанистые алевролиты и аргиллиты, обычно четкослоистые. В алевролитах имеется много растительного детрита. В пределах описываемого участка алевролиты и аргиллиты встречаются в виде незначительных прослоев и линз. В песчаниках наблюдаются незначительные прослои средне- и мелкогалечных конгломератов. Мощность калганской свиты 1000 м.

Чингильтуйская свита связана с калганской свитой постепенным переходом. В ее нижней части встречается галька подстилающих юрских песчаников и сланцев, что свидетельствует о значительном размыве, происходившем в соседних антиклинальных зонах в эпоху отложения чингильтуйской свиты. Иногда галька представлена гранитами, кварцитами и окварцованными породами.

В нижней части свиты конгломераты представлены в основном средне- и мелкогалечными разностями, иногда в них имеются прослои и линзы крупнозернистых песчаников.

Вверх по разрезу наблюдается укрупнение гальки, меняется ее состав и уменьшается количество прослоев песчаников. Верхние горизонты свиты представлены в основном крупногалечными и даже валунными конгломератами. Галька и валуны, имеющие размеры от нескольких сантиметров до 0,5 м, состоят обычно из серых гранитов, кварцитов, окварцованных пород, различных метаморфических сланцев и иногда песчаников и алевролитов юрского типа. Цемент конгломератов песчанистый, по типу — базальный. Мощность свиты 700 м.

Окрестности сел Калга и Чупрово (17). Существенно отличается от описанного разрез юрских обломочных отложений в окрестностях сел Калга—Чупрово (по В. Н. Козеренко с сокращениями). Этот разрез характеризуется следующим чередованием слоев.

Калганская свита представлена чередованием черных аргиллитов и алевролитов с мелкозернистыми песчаниками, в которых лишь изредка встречаются линзы мелкогалечных конгломератов незначительных размеров. Для песчаников характерна мелкозернистая структура. Мощность калганской свиты 1200—1500 м.

Чингильтуйская свита сохранилась только в центральной части Калганской мульды и выполняет ядро одной из синклинальных складок второго порядка. Конгломераты этой свиты в северо-западном крыле складки залегают на песчано-аргиллитовых отложениях, характерных для участка Калга—Чупрово, а юго-восточное крыло той же складки под конгломератовой свитой образовано песчанистыми отложениями, характерными для запокровского разреза. Чингильтуйская свита представлена конгломератами, подобными описанным в предыдущем разрезе. Мощность свиты 700 м.

В калганской свите отмечены изменения литологического состава в направлении от центральной части мульды к областям ее центроклинального замыкания. В этих направлениях происходит погрубение осадков и уменьшение мощности свиты.

Чашино-Ильдиканская мульда (18). В Чашино-Ильдиканской мульде континентальные юрские отложения представлены теми же двумя свитами.

Калганская свита отличается более грубообломочным составом и меньшей мощностью. В юго-восточном крыле мульды в отложениях калганской свиты содержится больше конгломератов, а в северо-

западном крыле преобладают песчаники с прослоями алевролитов и конгломератов. Мощность калганской свиты около 500 м.

Чингильтуйская свита сохранилась в юго-восточном крыле мульды, около крупного разрывного нарушения. Эта свита сложена крупногалечными и валунными конгломератами, по составу сопоставимыми с конгломератами Калганской мульды. Общая мощность юрских отложений Чашино-Ильдиканской мульды 800—1000 м.

К северо-востоку от мульды, среди поля палеозойских пород, имеются многочисленные мелкие выходы юрских отложений континентальной фации, представленных песчаниками, конгломератами, конгломерато-брекчиями, реже алевролитами. Эти выходы, по-видимому, являются остатками сильно размытого единого синклинального прогиба.

В. Н. Козеренко (1956) среди осадков континентального юрского комплекса выделяет пролювиальные отложения (фангломераты базального горизонта), аллювиальные отложения, которые, по его мнению, преобладают в разрезе, и озерные образования, представленные глинисто-алевритовыми осадками с пресноводными пеллециподами.

Возраст континентальных юрских отложений определен на основании находок целого комплекса растительных остатков, по мнению В. Д. Принады, характерных для алгачинской юры, а также более определенно по пресноводной фауне. В верховьях пади Б. Коруй, к северо-востоку от с. Покровки, в алевролитах, относящихся к континентальной юре, В. Н. Козеренко собрал коллекцию пресноводных пеллеципод, среди которых Г. Г. Мартинсон определил следующие виды: *Ferganconcha minor* Martins., *F. elongata* Rag., *F. sibirica* Tschern., *Ferganconcha* cf. *curta* Tschern., *F. argunica* Martins., *Pseudocorbula* (?) *jurassica* Martins., *Phyllopada*.

По заключению Г. Г. Мартинсона, возраст фауны не вызывает сомнений и является среднеюрским (байос—бат). Этот исследователь приходит к выводу, что «весь вышеуказанный комплекс форм характерен для прибрежной зоны несколько заболоченного водоема озерного типа».

Нижне-среднеюрские отложения северо-восточных районов Восточного Забайкалья

В наиболее труднодоступной и поэтому наименее изученной крайней северо-восточной части Восточного Забайкалья юрские отложения были изучены весьма слабо. Отрывочные сведения о них находились лишь в различных отчетах по поисково-съёмочным работам. Лишь в последние годы получены новые данные, доказывающие наличие здесь юрских обломочных отложений, аналогичных по своему характеру континентальным образованиям Приаргунской зоны (М. Ю. Фишкин, Е. М. Лейфман, В. Л. Литвинов).

Отложения этого типа выявлены в низовьях р. Газимура, а также на левобережье р. Шилки, недалеко от с. Горбица. Так же как и в Приаргунье, здесь удаётся выделить две свиты — нижнюю, сложенную песчаниками, песчанистыми сланцами и аргиллитами, и верхнюю, представленную конгломератами. Выявлено, что конгломератовая свита в ряде участков залегает на нижележащей свите с угловым несогласием, однако устанавливается общность полей развития указанных двух свит, что и привело исследователей, изучавших эти отложения, к заключению о местном характере этих несогласий.

По правобережью р. Газимура, в ее низовьях, обломочные юрские отложения обнажаются небольшими полями, расположенными цепочкой. Эти отложения имели, вероятно, значительное территориальное распространение.

Наиболее подробно обломочные породы изучены по пади Б. Ланкоя, где на размытой поверхности гранитов, нижнепалеозойских метаморфических сланцев, кварцитов и карбонатных пород залегает пачка темно-серых массивных мелкозернистых песчаников и еще более мелкозернистых алевроито-пелитовых пород. Мощность толщи около 100—150 м, выше она постепенно переходит в пачку сланцев зеленовато-серого или темно-серого цвета, мощность которой установить не удалось. На песчано-сланцевой толще, а местами непосредственно на палеозойском основании залегает конгломератовая свита. Гальки конгломератов имеют разный размер (редко превышающий 20 см) и различную степень окатанности. Резко уплощенная форма галек характерна для сланцев. Выявляется четкая зависимость состава галек от состава пород, прилегающих к тому или иному участку распространения конгломератовой свиты. Среди галек в большом количестве встречаются гранитные породы, кварциты, а также песчаники и сланцы нижележащей юрской толщи.

Заполняющая масса конгломератов представлена чаще всего глыбами, иногда гравийными песчаниками, которые цементируются кремнисто-глинистым веществом. В тех случаях, когда конгломераты залегают на карбонатных породах, последние встречаются в гальке и, кроме того, цементирующая масса в значительной мере является также карбонатной.

В верхних частях свиты конгломераты постепенно переходят в песчаники различной крупности зерна. Такие же изменения состава наблюдаются и по простиранию отдельных пачек этой свиты. Общая ее мощность 150—180 м. Подобный же характер комплекс обломочных юрских пород имеет и на других участках низовьев р. Газимура. Конгломератовая толща, встреченная в средней части р. Кучугая, залегает непосредственно на палеозойском фундаменте. В составе гальки конгломератов в большом количестве встречаются песчаники и сланцы юрского облика, хотя на данном участке нижняя свита юрского обломочного комплекса отсутствует; она, по-видимому, смыта в период формирования конгломератовой толщи.

Разрез юрских обломочных отложений, описанный в Пришилкинской зоне по р. Горбице (у впадения в нее пади Душеная), отличается от характерного разреза низовий р. Газимура лишь в деталях. Здесь также выделяется две свиты: нижняя — песчано-сланцевая и верхняя — конгломератовая, причем последняя залегает как на мелкообломочных юрских отложениях, так и непосредственно на палеозойском фундаменте.

В самой нижней части свиты залегают темно-серые аргиллиты, переслаивающиеся с более светлыми алевролитами и алевроитовыми песчаниками. Вверх по разрезу наблюдается увеличение размеров обломочного материала. В алевролитах и алевроитовых песчаниках обломочный материал представлен зернами кварца и полевых шпатов, в незначительных количествах присутствуют рудные минералы. В глинистой основной массе встречаются мелкие выделения серицита, хлорита и красно-бурых гидроокислов железа. Мощность песчано-сланцевой свиты 450—500 м.

На этих отложениях с некоторым несогласием залегает конгломератовая свита. Галька конгломератов характеризуется хорошей окатанностью, и ее размеры колеблются от нескольких сантиметров до 35 см. По составу она отвечает породам, слагающим непосредственно прилегающие участки. Среди галек наблюдаются аргиллиты и песчаники нижележащей юрской толщи, разнообразные гранитоиды, метаморфические породы и эффузивы типа дацитов и андезитов. Цементирующей массой конгломератов являются различные по крупности зерна и составу песчаники, в свою очередь сцементированные кремнисто-кварцевым веществом, часто пропитанным бурыми гидроокислами железа. Конгломератовая свита однородна, и лишь в некоторых случаях в ней выявляются незначительные по размерам линзы крупнозернистых песчаников.

Мощность конгломератовой свиты установить трудно из-за отсутствия маркирующих горизонтов и четко выраженных элементов залегания, но она составляет не менее нескольких сотен метров.

Образцы из нижней песчано-аргиллитовой свиты и из цемента конгломератовой были изучены в спорово-пыльцевой лаборатории Львовского университета Г. А. Турчиной-Орловой. Из нижней свиты было изучено 20 образцов, в которых выделены следующие споры и пыльца: *Lycopodium* sp., *L. perplicatum* Bolch., *Selaginella* sp., *S. tabagaensis* Bolch., *S. reclusa* Bolch., *S. utrigera* Bolch., *Hymenophyllum* sp., *Salvinia* sp., *Cibotium* sp., *Coniopteris* sp., Polypodiaceae, *Cheiropleuria*, *Cleichenia* sp., *Lygodium* sp., *Azolla* (микроспора), *Osmunda*, *Leiotriletes*, Filicales, Bennettitales, *Ginkgo* sp., *Ginkgo mutabila* Mal., *G. praeacuta* Bolch., Coniferae, *Podozamites* sp., Pinaceae, типа *Picea*, *Pinus* sp., *Dipterella oblatinoides* Mal.

Анализ спорово-пыльцевого спектра привел Г. А. Турчину-Орлову к следующим заключениям: в обнаруженном комплексе резко преобладают споровые растения, наиболее распространены споры *Selaginella*, *Leiotriletes* и *Osmunda*. В небольшом количестве встречены споры *Hymenophyllum*, *Coniopteris*, *Cibotium* и *Lygodium*.

В нижней части разреза доминирует *Selaginella*, в то время как в более высоких горизонтах главную роль играют *Osmunda* и в некоторой степени *Lycopodium*, *Cibotium* и *Coniopteris*. В пыльцевом комплексе низов толщи преобладают примитивные хвойные, выше по разрезу появляются крупные формы пыльцы ели и сосны юрского облика.

Низы толщи по составу спор и пыльцы определяются лишь в широком возрастном интервале триас — нижняя юра, в то время как обнаруженные выше по разрезу пыльца и споры (примерно в середине свиты) позволяют относить породы, их заключающие, к средней юре.

В двух образцах из конгломератовой свиты выделены следующие споры и пыльца: *Selaginella* sp., *Selaginella reclusa* Bolch., *S. utrigera* Bolch., Polypodiaceae, *Azonoletes*, *Osmunda* sp., Filicales, Bennettitales, *Ginkgo* sp., *G. praeacuta* Bolch., Coniferae, *Podozamites* sp., *Picea* sp., *Picea spirillaeformis* Mal.

Приведенный комплекс подобен комплексу, характерному для нижней части песчано-аргиллитовой свиты, и, по-видимому, является перетолженным. Учитывая, что конгломераты залегают на горизонтах, где были выявлены характерные среднеюрские формы, их возраст не древнее среднеюрского. Форм, указывающих на более молодой возраст конгломератовой толщи, не обнаружено. Таким образом, по совокуп-

ности геологических данных и материалов спорово-пыльцевого анализа образцов нижнюю свиту следует рассматривать как ниже-среднеюрскую. Верхняя конгломератовая свита, судя по геологическим данным, не может по своему возрасту существенно отличаться от нижележащей и, по-видимому, относится к догеру.

Вулканогенно-осадочный комплекс верхней юры

Верхнеюрский комплекс эффузивно-туфогенных и осадочных пород широко развит на территории Восточного Забайкалья. Будучи отделен от более древних мезозойских отложений региональным несогласием, этот комплекс в своем распространении не подчиняется структурному плану, характерному для нижней и средней юры. Эффузивно-обломочные породы выходят не только в области развития ниже-среднеюрских отложений, но и далеко за ее пределами. Большие поля эффузивных пород верхнеюрского возраста отмечены в Аргунском хребте, где, вероятно, в ниже- и среднеюрскую эпохи имели место поднятия и размыв. Верхнеюрские отложения имеют также в Агинском массиве и в других местах за пределами мезозойского прогиба Восточного Забайкалья.

Длительное время верхнеюрские эффузивно-туфогенные образования Восточного Забайкалья рассматривались как составная часть эстериновой юры. Впоследствии выяснилось, что в составе эстериновой юры ошибочно объединялись два разновозрастных комплекса мезозойских отложений, отделенные друг от друга региональными угловыми несогласиями.

К нижнему комплексу относили эффузивно-туфогенные и нормально осадочные образования грубообломочного состава. Этот комплекс не имеет надежной палеонтологической характеристики и возраст его определяется по стратиграфическому положению. Залегая несогласно на среднеюрских отложениях, он покрывается с региональным несогласием верхним комплексом тургинской свиты, содержащей фауну нижнего мела и самых верхов верхней юры.

Следует указать, что вулканогенно-осадочный комплекс верхней юры до настоящего времени изучен еще недостаточно. Для его характеристики приводится описание нескольких типичных разрезов из различных районов Восточного Забайкалья.

Верховья рек Унды и Даи (19). Разрез составлен по данным В. П. Маслова и А. Д. Зиновкина. В его основании несогласно на более древних песчаниках, относящихся к комплексу нижней — средней юры (по В. П. Маслову, нижнетриасовых), залегает базальный горизонт. Выходы этого горизонта отмечены на правом берегу р. Унды, около д. Купряково. Базальный горизонт представлен конгломератами с пластами песчаников.

Выше залегает эффузивная серия пород, сложенная порфиритами и туфоконгломератами с мелкими пропластками песчаников. Здесь встречаются лавовые брекчии порфиритов, а также порфиритовые туфы. На р. Унде эта серия чрезвычайно мощна и состоит в основном из порфиритов. Лишь в верхних горизонтах появляются небольшие покровы кварцевых порфиритов и прослой конгломератов с песчаным цементом. Среди флоры, собранной из этой серии, М. Ф. Нейбург определила *Phoenicopsis angustifolia*, *Baiera* sp., *Czekanowskia* sp., *Ginkgo* sp. и плодоносный колосок *Ginkgo* sp.

Изучение эффузивной серии по простиранию выявило ее крайнюю изменчивость. По направлению на северо-восток покровы порфиритов не выдержаны и замещаются туфоконгломератами с постепенным выклиниванием лавового потока.

В верхней части ундинского разреза встречаются мощные туфоконгломераты, которые к северо-востоку замещаются обычными конгломератами с заменой туфового цемента песчаным. Размер галек в конгломератах к востоку увеличивается до 1 м.

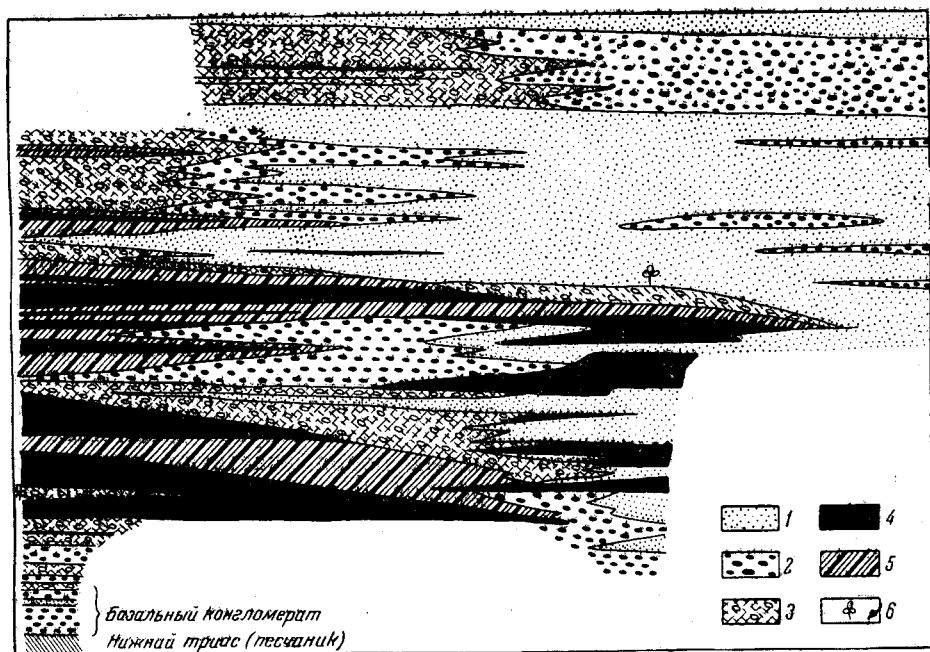


Рис. 19. Схематическое изображение фаций в верхнеюрской серии. По В. П. Маслову
1 — песчаники; 2 — конгломераты; 3 — туфоконгломераты; 4 — порфириты; 5 — туфы, 6 — флора

Сложный характер фациальных изменений верхнеюрской эффузивно-осадочной серии иллюстрирован схемой (рис. 19), приведенной в работе В. П. Маслова и А. Д. Зиновкина (1940).

Общая мощность вулканогенно-осадочной серии в верховьях рек Унды и Даи 1500 м. Возраст ее определяется В. П. Масловым как верхнеюрский на том основании, что выше залегают отложения нижнего мела. В настоящее время этот вывод можно делать с большим основанием, так как выявлено, что нижележащая толща ошибочно датировалась нижнетриасовой, а на самом деле относится к комплексу нижней — средней юры.

Окрестности Александровского Завода (20). Верхнеюрские эффузивно-туфогенные отложения детально изучались Н. П. Горловым в скрестностях Александровского Завода. Здесь, по его данным, на более древних породах с угловым несогласием залегает свита эффузивно-туфогенных пород, разделенная Н. П. Горловым на три разновозрастных покрова: покров эффузивных порфиритов и связанных

с ними пирокластических и осадочных пород, покров пород дацитово-вой группы и их туфов и покровов санидиновых порфиров и их туфов.

Покров эффузивных порфиритов и связанных с ними пирокластических и осадочных пород. В наиболее полных разрезах в основании встречаются туфогенные конгломераты и песчаники, переходящие иногда по простираению в нормально-осадочные песчаники и конгломераты. В составе порфиритового покрова чередуются разнообразные порфириты (плаггиоклазовые, роговообманковые, пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые и т. д.), содержатся тонкие прослойки туфов порфиритового состава. В верхней части покрова залегает мощная пачка порфиритовых туфов, лавовых брекчий и маломощных прослоев порфиритов. Мощность порфиритового покрова 380—400 м. Наблюдается некоторое непостоянство в мощности у отдельных членов разреза, вплоть до полного их выклинивания при значительном увеличении мощности других.

Покров пород дацитово-вой группы и их туфов. Главная масса пород, слагающих данный покров, может быть названа андезитовыми дацитами и переходными разностями к дацитовым порфирам. Кроме того, имеются прослойки туфов кварцевых и дацитовых порфиров и порфиритов. Меньшую роль в строении покрова играют дацитовые порфиры. Мощность покрова не менее 200 м.

Покров санидиновых порфиров и их туфов. Этот покров расположен южнее и западнее первых двух покровов и залегает на их различных горизонтах. По-видимому, часть покрова санидиновых порфиров по возрасту соответствует верхней половине покрова дацитовых порфиритов. В строении покрова кислых пород участвуют санидиновые порфиры и туфы санидиновых порфиров. В разрезе преобладают санидиновые порфиры, а прослойки их туфов встречаются только в верхней части. Наибольшая мощность кислых эффузивных и пирокластических пород 300 м.

Предгорья Кличкинского хребта (21). В этом районе Д. И. Горжевским и А. Ф. Мушниковым описан разрез верхнеюрского вулканогенно-осадочного комплекса, в котором основная роль принадлежит порфиритам и их туфам. Реже встречаются кварцевые порфиры и основные породы, отвечающие по составу базальтам. Местами эффузивные и пирокластические породы замещаются по простираению конгломератами и песчаниками, содержащими примесь вулканогенного материала.

В основании эффузивной юры нередко залегают грубообломочные породы. Так, например, на северном склоне Кличкинского хребта на конгломератах и песчаниках нижней и средней юры и на палеозойских сланцах залегает пачка конгломератов и песчаников мощностью до 400 м. В верхней части пачки появляются прослойки порфиритов, количество которых постепенно возрастает. Выше залегает толща порфиритов различного состава с прослоями туфов. Мощность эффузивно-туфогенной серии в предгорьях Кличкинского хребта достигает 1000 м.

Окрестности ст. Мациевской, рудника Абагайтуй и поселка Соктуй Милозан (22). Широкое распространение эффузивно-туфогенные отложения верхней юры имеют между ст. Мациевская, рудником Абагайтуй и с. Соктуй Милозан. Это поле верхнеюрских отложений является самым крупным в Восточном Забайкалье, но изучено оно еще недостаточно. И. В. Лучицкий (1950) приводит для этого района, по данным Н. И. Толстихина, следующий разрез (снизу вверх):

1. Туфобрекчии и туфоконгломераты, сложенные галькой осадочных и изверженных пород, сцементированные вулканогенным материалом. Базальный горизонт имеет непостоянную мощность.
2. Кварцевые порфиры, сменяющиеся к югу туфогенными песчаниками с растительными остатками.
3. Порфириты, местами с прослоями конгломератов, брекчий и песчаников,
4. Базальтовые лавы и замещающие их туфогенные песчаники и конгломераты.
5. Вулканические брекчии порфиритов.
В различных горизонтах обнаружена юрская флора.
Мощность толщи 500 м.

Район к западу от с. Соктуй Милозан (23). По данным Х. Д. Лема, разрез эффузивно-туфогенного комплекса в северной части поля следующий (снизу вверх):

1. Оливиновые базальты и диабазы (иногда выраженные долеритовыми разностями), диабазовые порфириты и порфириты обычного типа.
2. Плагноклазовые порфириты.
3. Кварцевые порфиры и кварцевые фельзит-порфиры и их туфы.
Общая мощность свиты около 300 м.

Из рассмотрения этих двух разрезов видно, насколько сильно меняется состав верхнеюрского комплекса на коротких расстояниях.

Район с. Усть-Кара (24). На левобережье р. Шилки в 1936 г. Б. А. Ивановым была выделена устькарыйская свита, имеющая следующий разрез (снизу вверх):

1. Конгломераты непостоянной мощности, сменяющиеся песчаниками (часто туфогенными) с прослоями сланцев. 200 м
2. Базальты, спилиты и их туфы 110—120 „
3. Песчаники и глинистые сланцы
4. Мощные покровы андезитов.
Общая мощность свиты 700—800 м.

Для эффузивно-туфогенного комплекса характерны резко выраженная фациальная изменчивость пород и преобладание среди эффузивов и пирокластов пород средней основности.

Все изложенное дает основание для следующих выводов по стратиграфии юрских отложений Восточного Забайкалья.

1. В размещении фациальных групп ниже-среднеюрских отложений наблюдается определенная закономерность. Отложения группы морских фаций располагаются полосой в центральной части района. Эта полоса, имея среднюю ширину около 75 км, прослеживается от нижнего течения р. Онона и верховий р. Борзи на северо-восток в район поселков Шелопугино и Газимурский Завод. Выходы чалбучинской свиты в районе Шилкинского Завода являются крайней точкой, связывающей юрский морской залив с районом верховий р. Амура, где широко развиты юрские отложения с морской фауной.

Необходимо отметить, что контур юрского морского бассейна на прилагаемой карте (см. рис. 15) даже в самых общих чертах не может отражать сложной конфигурации юрского морского залива Восточного Забайкалья. Есть основания предполагать, что контуры морского залива были весьма изменчивы в разные эпохи и века. Максимальная трансгрессия приходится на тоарский век, когда нисходящие движения земной коры распространяются на большую территорию. На границе среднего и верхнего лейаса в эпоху отложения конгломератов сивачинской свиты можно предполагать крупную регрессию моря.

В отдельные периоды времени море, вероятно, проникало и в зону отложения алгачинской юры. Почти полное отсутствие фауны в этих

отложениях объясняется, по-видимому, значительным местным опреснением бассейна и более грубообломочным составом осадков. Контур возможного распространения прибрежно-морских отложений проводится нами условно (см. рис. 15) по границе перехода от алгачинской юры к приаргунскому континентальному комплексу.

2. Распределение мощностей юрских отложений также подчинено определенным закономерностям.

Наибольшие мощности нижней и частично средней юры отмечены в центральной зоне, которая и являлась, вероятно, осью геосинклинального прогиба. Так, например, в районе с. Турги и верховьев р. Талангуй суммарная мощность трех нижних свит юры достигает 4000 м. В направлении на северо-восток по простиранию прогиба суммарные мощности этих свит иногда уменьшаются до 2500 м (район с. Онон-Борзя), а затем снова возрастают в районе сел Акатуй, Николаевка и Базаново. По новым данным, в Газимурозаводском районе неполная мощность нижней и средней юры превышает 2200 м, а в междуречье Шилки и Аргуни она измеряется сотнями метров.

С северо-запада на юго-восток от центральной части прогиба к его краевой зоне намечается значительное изменение мощности нижней и средней юры. Если в районе сел Николаевка, Акатуй и Базаново мощность трех нижних свит юры близка к 4000 м, то в предгорьях Кличкинского хребта мощность нижней (калганской) свиты не превышает 800—1000 м.

По северо-западному крылу прогиба почти совершенно отсутствуют данные о мощностях юрских отложений. Если считать грубообломочные породы, описанные Т. М. Дембо в низовьях р. Унды, за аналог нижнеюрских морских отложений, то уменьшение мощности в направлении от центра прогиба на северо-запад происходит еще более резко, чем на юго-восток.

К западу и юго-западу от юрского прогиба располагается обширное поле палеозойских пород Агинского или Средне-Ононского массива, в пределах которого ниже-среднеюрские отложения до сего времени не обнаружены.

3. Изучение юрских отложений Восточного Забайкалья, проведенное в последние годы, позволило сопоставить разрезы морской юры с разрезами алгачинской (см. рис. 17). Колонки морской и алгачинской серий имеют весьма большое сходство. Свита вентриформационных конгломератов, названная С. А. Музылевым (1932б) базановской, сопоставляется с выделенной нами сивачинской свитой морской юры. По существу, это одна и та же свита, являющаяся прекрасным маркирующим горизонтом юрского разреза.

Базановские (сивачинские) конгломераты прослеживаются с небольшими перерывами из района Газимурского Завода до низовьев р. Онона. В настоящее время, опираясь на фаунистически охарактеризованные разрезы морской юры, можно считать, что акатуевская свита относится к нижнему и среднему лейасу, базановская — к среднему и верхнему лейасу, а бохтинская датируется как верхний лейас и нижний доггер. Верхнегазимурская свита в своей большей части может относиться к средней юре и только верхняя часть ее, вероятно, принадлежит мальму.

4. Установление стратиграфического положения обломочных юрских свит, относимых сейчас к континентальной фации, было связано с большими трудностями. Геологи группы М. М. Тетяева эти отложе-

ния считали разновозрастными. К. Г. Войновский-Кригер (1931) условно относил их к юрским отложениям (селиндинский горизонт). На некоторых сводных картах Приаргунья (Смирнов, 1933) эти отложения показаны как пермские.

Е. А. Пресняков (1931а), проводивший геологическую съемку в Приаргунье, выделил две обломочные свиты: нижнюю, существенно песчаниковую, и верхнюю, существенно конгломератовую, которые сопоставлялись с алгачинской юрой. Е. А. Пресняков предполагал, что нижняя песчаниковая свита представляет собой «результат слияния бохтинских и акатуевских песчаников», имея в виду выклинивание базановских конгломератов. На участке между с. Чашино-Ильдикан и поселком Нерчинский Завод эти же отложения отнесены Е. А. Пресняковым к различным горизонтам эстериновой юры, датированной в рамках от верхней юры до низов мела. Более поздние исследования А. А. Смирнова и других геологов не внесли ясности в стратиграфию обломочных юрских толщ, а лишь усложнили ее.

Детальные геологосъемочные работы, произведенные В. Н. Козеренко в 1945—1948 гг. в области Калганской и Чашино-Ильдиканской мульд, а также в окрестностях Запокровского рудника, позволили ему выделить в Приаргунской зоне специфический фациальный комплекс континентальных отложений (1956 и др.). Особенно важное значение для определения стратиграфического положения континентальной фации юрских отложений Приаргунья имели находки ферганокомах и вывод: Г. Г. Мартинсона (1955а, 1955б и др.) о их возрасте.

Нашими исследованиями Савво-Борзинской синклинали было доказано, что континентальная фация юрских отложений связана с алгачинской юрой постепенными переходами.

В настоящее время для Восточного Забайкалья может быть предложена следующая общая схема стратиграфии ниже-среднеюрского комплекса (табл. 4).

Таблица 4

Возраст	Названия свит по фаціальным группам		
	морские	прибрежно-континентальные	континентальные
Доггер и, возможно, низы мальма	Верхнегазимуурская	Верхнегазимуурская	Чингильтуйская
Верхний лейас—доггер (?)	Онон-борзинская	Бохтинская	Калганская
Средний и частично верхний лейас	Сивачинская	Базановская	Нет отложений
Нижний и средний лейас	Онтагаинская	Акатуевская	„ „

Для более детального расчленения юрских отложений имеющийся сейчас палеонтологический материал недостаточен.

Юрские и меловые континентальные отложения

Юрские и меловые континентальные* отложения на территории Читинской области чрезвычайно широко распространены. Среди них известны как осадочные, так и эффузивные образования.

* Для краткости изложения под термином «мезозойские» отложения здесь и далее понимаются континентальные отложения юры (исключая нижнюю) и мела.

В течение длительного времени основная часть мезозойских континентальных осадков Забайкалья относилась только к нижнемеловому отделу (Иванов, 1940, 1949). Верхнеюрские отложения, по мнению Б. А. Иванова, были представлены лишь эффузивно-туфогенной толщей, а среднеюрские континентальные отложения совершенно отсутствовали.

Эта идея до недавнего времени господствовала среди исследователей. Она отражена в многочисленных геологических работах сороковых и пятидесятых годов текущего столетия.

Достаточно большой и детально обработанный палеонтологический материал, собранный в течение последних лет, показал ошибочность такого представления. Биостратиграфические работы выявили в Забайкалье среднеюрские, верхнеюрско-нижнемеловые и собственно нижнемеловые отложения.

Успехи в изучении стратиграфии нормально-осадочных мезозойских отложений дали возможность выяснить стратиграфическое положение разнообразных эффузивов и пирокластов, занимающих огромные территории в пределах Читинской области.

Наибольшее значение в исследовании мезозойских континентальных отложений Забайкалья имеют работы О. М. Рейса (1910), Е. С. Раммельмеер (1935, 1940), О. М. Кичигиной (1936), Б. А. Максимова (1937), В. Д. Принады (1948, 1950), М. С. Нагибиной (1946а, 1948а и 1948б, 1951), Б. А. Иванова (1940в, 1940г, 1949а), Н. А. Флоренсова (1948, 1954а и др.), Г. Г. Мартинсона (1949, 1955а, 1955б, 1956, 1957, 1958), Ф. Ф. Оттен (1937), А. С. Стругова, Ю. П. Писцова (1957), В. В. Старченко (1958), Н. П. Михно, А. Я. Колтуна, В. И. Фельдмана, Ч. М. Колесникова и др.

Нормально-осадочные юрские и меловые (большей частью угленосные) отложения Читинской области приурочены к узким тектоническим депрессиям северо-восточного простирания. Эти депрессии образуют крупные пониженные участки современного рельефа и к ним приурочены долины главнейших рек (Ингоды, Чикоя, Онона, Аргуни, Шилки, Хилка и др.).

За пределами впадин развиты мезозойские эффузивные комплексы. Ингода они встречаются и в депрессиях, главным образом по их периферии. Это дает возможность определить их возраст по отношению к палеонтологически охарактеризованным нормально-осадочным отложениям.

Характерной особенностью мезозойских нормально-осадочных континентальных отложений является низкая степень диагенеза, резко убывающая по разрезу; в большинстве случаев это слабо сцементированные песчаники, конгломераты, сланцы, быстро разрушающиеся на поверхности. Нередко встречаются рыхлые пески и глины.

Вторая особенность этих отложений состоит в том, что состав их обломочного материала соответствует составу окружающих данную впадину более древних пород. Это впервые было описано в работах М. С. Нагибиной (1946, 1951) и подтверждено всеми последующими исследованиями.

В Центральном и Восточном Забайкалье континентальные отложения мезозойского возраста распространены в Тарбагатайской, Ингодинской, Арбагаро-Холбонской впадинах, в бассейне рек Куэнги и Олова, в Букачачинской и Нерчуганской депрессиях, в районе ст. Зилово, в Тургино-Харанорской и Ундино-Даинской впадинах, в Мордойском и

Урулюнгуйском районах, в окрестностях оз. Цаган-Нор и р. Дурулгуй, в районе Торейских озер и депрессии озер Икэ и Богача-Цаган-Нор. Нижне-среднеюрские континентальные отложения, как это уже отмечалось, распространены также в Приаргунье и в междуречье Шилки и Аргуни, а верхнеюрские и нижнемеловые континентальные образования известны во многих районах Восточного Забайкалья.

В древних впадинах фаунистически охарактеризованные озерно-болотные отложения появляются со средней юры (Букачача, Тарбагатай и др.); в некоторых районах Восточного Забайкалья, где имела место нижне-среднеюрская ингрессия, континентальные отложения начинают накапливаться с верхней юры, имеются также впадины, где пресноводно-озерные и речные отложения появляются лишь на границе верхней юры и нижнего мела (Турга, Арбагар, Аленгуй и др.).

Континентальные мезозойские отложения характеризуются резкой фациальной изменчивостью, что значительно усложняет составление стратиграфических разрезов по литологическим данным. Поэтому важное значение имеет палеонтологический материал, собранный за последние годы в Восточном и Центральном Забайкалье, на основании которого доказана разновозрастность мезозойских континентальных отложений. Несмотря на разобщенность многочисленных водных бассейнов, расположенных в межгорных впадинах Забайкалья, Монголии и Китая, фауна этого времени была весьма однотипна, но заметно менялась во времени.

В свете новых палеонтологических данных схема Б. А. Иванова (1940в, 1949а), который считал, что все континентальные угленосные отложения Забайкалья являются нижнемеловыми и залегают выше тургинской свиты, уже устарела. Впервые вопрос о разновозрастности континентальных отложений, выполняющих мезозойские впадины Забайкалья, был изложен в работе М. С. Нагибиной (1946). Г. Г. Мартинсоном, проводившим палеонтологические исследования в Забайкалье в последние годы, на большом палеонтологическом материале также доказывалась разновозрастность континентальных отложений мезозоя. В частности, даже литологически однородные комплексы, например угленосные горизонты Забайкалья, имеют различный возраст: среднеюрский, верхнеюрский и нижнемеловой.

Выделение эффузивно-туфогенной, конгломератово-песчаниковой, тургинской и угленосной свит (Иванов, 1949а) вряд ли можно считать удачным, так как конгломераты, песчаники, эффузивно-туфогенные породы, так же как и угленосные пласты, неоднократно повторяются в общем разрезе континентальной толщи, представляя собой то различные фации одного и того же осадочного комплекса, то разновозрастные образования. На рис. 20 приводится литологическая схема мезозойских континентальных отложений (средняя юра — нижний мел).

Ископаемая фауна различного геологического возраста, приуроченная к разным горизонтам разреза континентальных отложений, позволяет производить более точное расчленение осадочного комплекса пород. Забайкальская фауна хорошо сопоставляется с пресноводной фауной Вилюйской синеклизы, где местами установлены переслаивающиеся фаунистически охарактеризованные морские и пресноводные отложения. В континентальном мезозое Забайкалья выделяются три свиты: букачачинская (средняя юра), улангангинская (верхняя юра — валанжин) и тургино-витимская свита (готерив — баррем). Для верхнего байоса и бата (букачачинская свита) характерен комплекс фергано-

конх. Представители этого семейства существовали в период, охватывающий время от верхнего лэйаса (в Фергане) до низов верхней юры, т. е. келловей—оксфорд (в районе Дальнего Востока). Из букачачинской свиты Забайкалья известны следующие виды пелеципод: *Ferganiconcha sibirica* Tschern., *F. subcentralis* Tschern., *F. anodontoides* Tschern., *F. curta* Tschern., *F. estheriaeformis* Tschern., *F. minor* Martins., *F. rotunda* Martins., *F. elongata* Rad.

Кроме того, для отложений этого возраста, по определениям Н. И. Новожилова, характерны еще филлоподы следующего видового состава: *Pseudograptia andrewsi* (Jones), *Bairdestheria elongata* (Kob. et Kus.), *Estherites cholensis* Kob. et Kus.

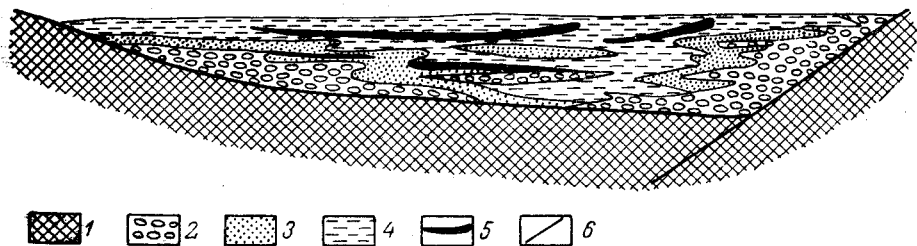


Рис. 20. Литолого-фациальная схема юрских и нижнемеловых континентальных отложений в мезозойских депрессиях Читинской области

1 — складчатый фундамент; 2 — грубообломочные пролювиальные и предгорные фации (конгломераты, фангломераты, осадочные брекчии); 3 — песчаниковые фации (озерные и речные); 4 — глинисто-алевролитовые озерные фации; 5 — пласты углей; 6 — разрывные нарушения

Флора в этих отложениях представлена, по определению А. Н. Криштофовича: *Sphenopteris tyrmensis* Sew., *Cephalota xopsis brevifolia* (Font.), *Coniopteris* sp., *Pagiophyllum* sp., *Nilssonia* sp., *Equisetites* cf. *columnaris* Brongn., *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *P. media* Krass., *Pityophyllum nordenskiöldii* Nath., *Schizolepis* sp., *Podozamites lanceolatus* Heer.

Отложения переходного возраста от лужитана (J_3) до валанжина (Cg_1), выделенные в улангангинскую свиту, наиболее богаты унионидами, в верхней ее части встречаются разрозненные лимноциеры и гастроподы. Состав моллюсков нижней части свиты следующей: *Unio grabaui* Martins., *U. elangatus* sp. nov., *U. transbaicalensis* sp. nov., *Unio* cf. *subporrectus* Dunk., *Plicatounio lacustris* Martins., *P. murtoica* Martins., *Lamprascapha tugrigensis* Martins., *Bithynia leachioides* comb. nov., *Lioplax reissi* Ramm., *Probaicalica* sp., *Limnocyrena sibirica* (Ramm.), *L. kweichowensis* (Grab.).

Состав пресноводных моллюсков верхней части свиты: *Unio obrutschewi* Martins., *Limnocyrena burjatica* (Martins.), *L. wangshinensis* (Grab.), *L. subplana* (Reiss.), *L. altiformis* (Grab.), *L. wiljuica* (Martins.), *Leptesthes elongatus* (Ramm.), *L. quadratus* Martins., *Viviparus robustus* Martins., *V. fusistomus* Chi-Ping, *Valvata turgenensis* comb. nov., *Bithynia menguinensis* Grab., *Probaicalia gerassimovi* (Reiss.), *P. vitimensis* Martins., *P. hydrobioides* Martins., *P. rammelmeyeri* Martins., *Galba obrutschewi* (Reiss), *G. pervoides* Martins., *G. pseudopalustris* Martins., *Physa vitimensis* Ramm.

Из филлопод, по определению Н. И. Новожилова, встречаются *Bairdestheria medialis* (Kob. et Kido), *Keratetheria bukaczaeziensis*

Tschern., *K. tumida* Tschern., *K. magna* Tschern., *K. rugosa* Tschern.

По данным Р. З. Генкиной и И. Н. Сребродольской, флора этой свиты представлена следующими видами: *Coniopteris* sp., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.), *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Arthrotaxopsis grandis* Font., *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn., *Onychiopsis tenuissima* Pryn., *Ginkgoites huttoni* (Sternb.) Sew.

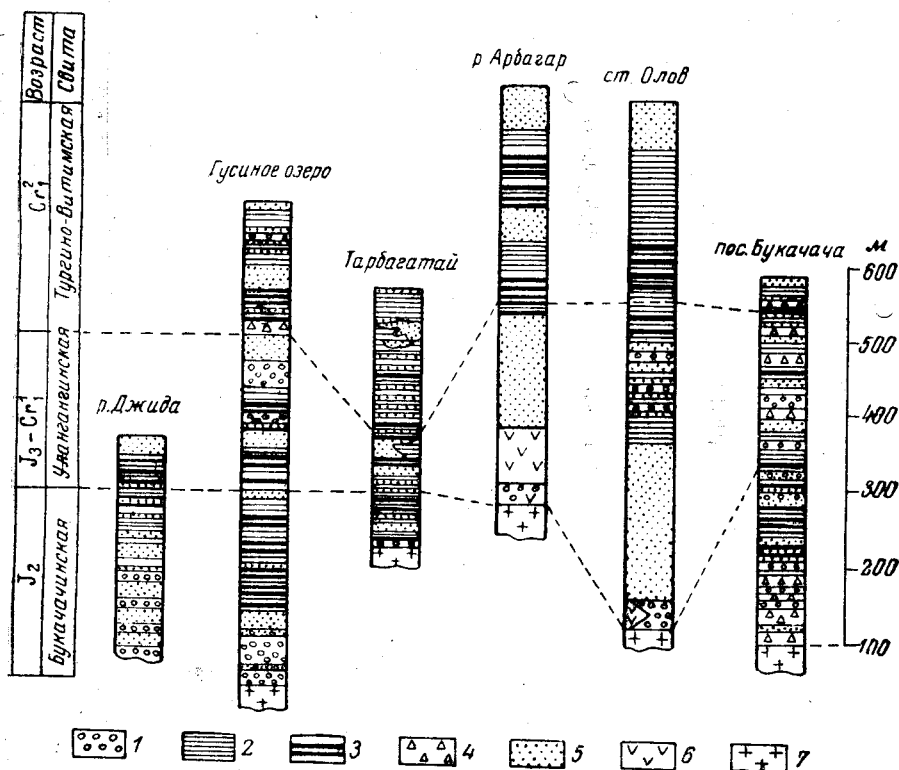


Рис. 21. Схема сопоставлений мезозойских континентальных отложений основных впадин Забайкалья. По Г. Г. Мартинсону

1 — конгломераты; 2 — аргиллиты и алевролиты; 3 — угольные пласты; 4 — конгломератобрекчи; 5 — песчаники разнозернистые; 6 — эффузивы и туфы; 7 — древние породы

Отложения нижнего мела (готерив—баррем) содержат различные виды цирен, часть которых появляется еще в верхней части улангангинской свиты. Отложения этого времени (тургино-витимская свита) почти лишены унионид и характеризуются некоторыми новыми видами лимноцирен, которые в нижних горизонтах отсутствуют. Представители рода *Leptesthes*, характерные для нижележащей улангангинской свиты здесь также не встречаются. Из лимноцирен наиболее характерны такие виды, как *Limnocyrena obtusale* Martins., *L. rotunda* Martins., *L. wangshihensis* (Grab.), *L. tignensis* Martins., *L. tarbagataica* (Martins.), *L. tani* (Grab.) и др. Из гастропод наиболее типичными являются *Viviparus andraeae* (R a m m.), *Bithynia leachioides* comb. nov., *Gyraulus* cf. *laevis* Ald., *Lioplax parva* (R a m m.).

Филлоподы, по определениям Н. И. Новожилова, представлены следующими видами: *Bairdestheria* (?) *paucilineata* (Kob. et Kido), *Bairdestheria asanoi* (Kob. et Kus), *Bairdestheria middendorffii* (Jones), *Brachygrapta kutsangkonensis* (Kob. et Kus), *Cyclograpta tunguensis* (Kob. et Kus.), *Liograpta huzitvi* (Kob. et Kus), *Liograpta lata* (Kob. et Kus.).

Весь этот комплекс филлопод сопоставляется с аналогичными видами из нижнемеловой группы осадочных пород (Япония, Корея, Китай). Флора, по определениям В. Д. Принады и Н. И. Сребродольской, состоит из *Coniopteris obrutschewii* (Grass.) Prun., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Jok., *Sphenopteris* sp., *Coniopteris* sp., *Ginkgo* cf. *sibirica* Heer, *G. punctata* Prun., *Baiera setacea* Heer, *Podozamites eichwaldii* Schimp., *Podozamites* sp., *Equisetites* sp.

Комплекс ископаемых флоры и фауны, встреченный в породах, показывает разновозрастность мезозойских континентальных отложений Забайкалья и прослеживается в основных районах этой горной страны. Сопоставление мезозойских нормально-осадочных континентальных отложений Читинской области и сопредельных районов приводится на рис. 21.

Описание юрских и нижнемеловых континентальных отложений Читинской области дается по трем крупным районам — Олекмо-Витимской горной стране, Центральному Забайкалью и Восточному Забайкалью, так как в каждом из этих районов отложения указанных систем имеют свои специфические черты.

Олекмо-Витимская горная страна

Юрские отложения Олекмо-Витимской горной страны в пределах Читинской области впервые были отмечены Я. А. Макаровым (1912) в бассейне р. Тунгира и Д. В. Никитиным (1918) в хребте Кодар (р. Апсат). Юрские отложения хребта Кодар были впоследствии описаны Е. В. Павловским (1933а, 1933б), а р. Тунгира и Каларской депрессии — Е. С. Бобиным (1933). Однако эти сведения также носили отрывочный характер.

В 1935—1938 гг. А. А. Арсеньевым было обнаружено еще одно небольшое поле угленосных, по-видимому, юрских отложений в районе среднего течения р. Калара. В его работе (1940) приводится краткое описание состава угленосных отложений и результаты химического анализа угля. Им же совместно с И. А. Ефремовым в 1936 г. описана толща юрских отложений в ключе Юрском (бассейн р. Апсата) более 600 м мощности.

В 1948—1952 гг. юрские отложения хребта Кодар и Каларской депрессии были детально изучены Л. И. Салопом, Е. И. Селезневой, Д. Г. Сергеевым, О. Н. Шанюшкиным и И. И. Щербининым, а в дальнейшем И. Б. Сирейским, В. А. Кривенко и В. И. Конивцем. В бассейне р. Тунгира эти отложения изучались П. И. Прокофьевым и В. М. Чаиркиным.

Краткая сводка о юрских континентальных отложениях Олекмо-Витимской горной страны сделана в 1954 г. А. А. Арсеньевым. Юрские отложения слагают значительные площади в пределах Олекмо-Витимской горной страны, в бассейнах рек Апсата и Ср. Укокана (в хребте Кодар), в верховьях р. Кадара (Каларская депрессия) и в бассейне р. Тунгира.

Площадь, занимаемая юрскими (?) отложениями в районе Ср. Калара, хотя точно и не околтурена, но, судя по данным А. А. Арсеньева (1940), очень невелика. Небольшой участок, по-видимому, юрских пород (с углистыми остатками), обнажающихся из-под покрова молодых базальтов, обнаружен А. М. Бильтаевым в бассейне р. Эймнаха в хребте Удокан. Кроме того, небольшие участки юрских отложений известны в бассейне р. Калакана Витимского, в верхнем течении р. Нерчи, в долине Витима, на участке между реками Каренгой и Емурченом и в долине последнего.

В хребте Кодар юрские отложения залегают или в виде небольших останцов на вершинах гольцов, или слагают высокие горные группы (до 2200 м). Вследствие глубокого эрозионного вреза покров юрских отложений сильно размыт и разобщен на несколько изолированных уча-

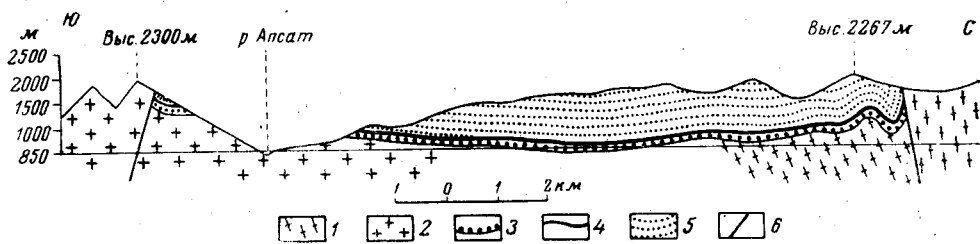


Рис. 22. Схема залегания юрских отложений в хребте Кодар

1 — гранито-гнейсы архея; 2 — граниты протерозоя; 3 — базальные конгломераты юры; 4 — угленосная пачка; 5 — аркозовые песчаники юры; 6 — разрывные нарушения

стков, из которых наиболее крупный находится на левобережье р. Апсата, в бассейне ключей Мускунаха и Бийкю.

Юрские отложения в хребте Кодар залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием на различных породах докембрия или имеют с ними тектонические контакты. Вдали от разрывных нарушений они залегают почти горизонтально или наклонены под углом, не превышающим 15° (обычно $5-10^\circ$). В бассейне р. Апсата юрские отложения слагают большую пологую синклинали, на северное и южное крылья которой по крутым плоскостям смещения надвинуты породы докембрия. Вблизи разрывов юрские отложения смяты в крутые складки, нередко с запрокинутыми слоями. Такая структура напоминает грабен, с той разницей, что ограничивают его не сбросы, а крутые встречные надвиги (рис. 22).

Юрские отложения хребта Кодар представлены мощной толщей аркозовых песчаников, содержащей в подчиненном количестве прослой и горизонты алевролитов, гравелитов, конгломератов, углисто-глинистых сланцев и каменных углей. В районе кл. Бийкю разрез юрских отложений (рис. 23) следующий (снизу вверх):

1. Базальные конгломераты с прослоями гравелитов и аркозовых песчаников. В устье кл. Угольного (лев. приток кл. Бийкю) базальные конгломераты залегают на сланцах протерозоя, имеющих мощную оже-лезненную малиново-бурую кору выветривания. У контакта сланцы представляют собой дресву или конгломерато-брекчию мощностью до 15 м, сцементированную бурыми окислами железа и связанную постепенными переходами с вышележащими конгломератами. Последние характеризуются грубой слоистостью и очень плохой сортировкой обло-

мочного материала внутри слоев; иногда в них заключены прослои гравелитов и грубозернистых аркозов. Преобладают конгломераты, сложенные разнообразными по величине гальками и валунами (от 2 до 25 см, преимущественно 5—8 см), сцементированные грубозернистым песчаником. Гальки в конгломератах заметно больше, чем цемента, и она представлена кварцитами, роговиками, кварцем, сланцами (иногда в виде плитчатых обломков до 50 см длиной) и blastomylonitami. В местах, где конгломераты залегают на гранитах или гнейсах, последние также играют существенную роль в составе обломков.

В бассейне кл. Бийкю мощность базального горизонта местами превышает 100 м (от 60 до 110 м), а в других участках она иногда снижается до 15—20 м.

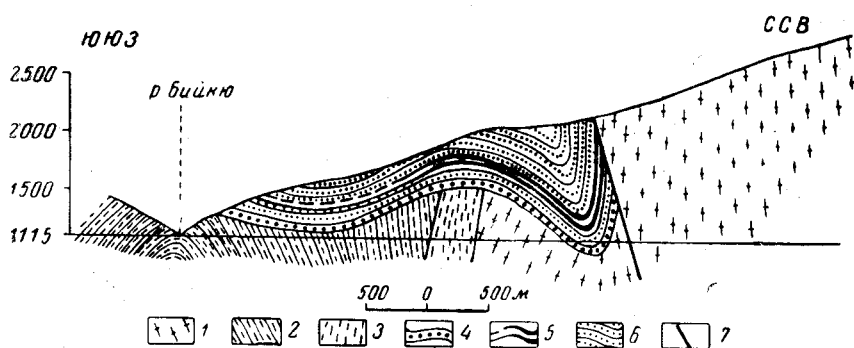


Рис. 23. Разрез юрских отложений по ключу Угольному (хребет Кодар)
 1 — гранито-гнейсы архея; 2 — метаморфические сланцы протерозоя; 3 — blastomylonites;
 4 — базальные конгломераты юры; 5 — угленосная пачка; 6 — аркозовые песчаники юры;
 7 — разрывные нарушения

2. Аркозовые грубозернистые и грубослоистые серые песчаники с прослоями гравелитов и примазками или желваками блестящего каменного угля на плоскостях слоистости. Мощность 20—60 м.

3. Аркозовые яснослоистые серые и темно-серые песчаники, перемежающиеся с алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. К этой части разреза приурочено до 5 пластов каменного угля, причем некоторые из них достигают 10 м мощности (по О. Н. Шанюшкину даже до 24 м?). Наиболее мощные выходы угля известны в бассейне кл. Бийкю, по его притоку кл. Угольному. Угольные пласты имеют очень непостоянную мощность и довольно быстро фациально замещаются углисто-глинистыми сланцами, содержащими лишь тонкие прослои угля.

В угленосной пачке О. Н. Шанюшкиным собраны растительные остатки, определенные В. Д. Принадой: *Equisetites* sp. (новый вид из группы *Equisetites jerganensis* Sow.), *Lycopodites* sp., напоминающий среднеюрский, *L. falcatus* (L. et H.), линейные листья, сходные с *Podozamites* или *Phoenicopsis*.

По мнению В. Д. Принады, эта флора сходна с флорой верхнеамурской угленосной толщи, которая им рассматривается как позднеюрская*. Мощность угленосной пачки приблизительно 120—150 м.

* В этой же пачке нами были найдены также отпечатки *Phoenicopsis angustifolia* Heer (определение А. Н. Криштофовича).

4. Аркозовые грубозернистые и среднезернистые серые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. В отличие от конгломератов базального горизонта эти конгломераты характеризуются меньшими размерами гальки (до 10 см обычно 2—4 см) и лучшей сортировкой обломков, а также постоянным присутствием в них гнейсов и гранитов.

Аркозовые песчаники состоят в основном из плохо окатанных, часто даже остроугольных обломков полевых шпатов, кварца и слюды, эпидота, хлорита, рудного минерала, роговой обманки и др. Слоистость в них грубая, но выражена отчетливо. Иногда в песчаниках отмечаются крупные шаровые стяжения того же песчаника, но гораздо более плотного.

Пласты каменного угля в породах этой толщи отсутствуют, за исключением очень редких и тонких прослоев. Мощность этой толщи около 1000 м. Общая (видимая) мощность юрских отложений в хребте Кодар превышает 1200 м. Эта мощность подсчитана в бассейне кл. Бийкю в толще, залегающей почти горизонтально, по разности высотных отметок между подошвой юрских отложений и наиболее высоким пунктом, где они обнажаются.

В Каларской депрессии юрские отложения залегают в виде сравнительно узкой (до 4—5 км) полосы протяженностью 45 км, прослеживающейся вдоль южного склона хребта Удокан. В отличие от юрских отложений хребта Кодар, слагающих высокие горы, здесь юрские отложения находятся в глубокой тектонической депрессии. Они лежат с резким угловым несогласием на породах кембрия и местами также на поверхности размыта протерозойских гранитов, падая моноклинально к северу под углом от 12 до 26°. С севера на них по крутой плоскости нарушения надвинуты метаморфические толщи нижнего протерозоя хребта Удокан. Вблизи надвига юрские отложения смяты в мелкие складки, которые быстро затухают по мере удаления от него. Смещение вдоль надвига имеет значительную амплитуду, превышающую 1200 м.

Юрские отложения Каларской депрессии представлены чередованием конгломератов и гравелитов, песчаников и алевролитов с прослоями и пластами углей. Аргиллиты в разрезе почти не встречаются.

Наиболее полные разрезы юрских отложений наблюдаются в обнажениях по долинам рек Читканды и Талакана, где они детально изучены в последние годы И. Б. Серейским и В. А. Кривенко, а затем В. И. Конивцем (1958). Общую мощность угленосной толщи юрских отложений, заключающих 20—25 прослоев и пластов углей мощностью от 0,05 до 1,50 м, В. И. Конивец оценивает в 900—1000 м. Мощность одного из угольных пластов в районе кл. Угольного достигает 4 м.

Верхняя часть юрских отложений, скрытая под делювиальным покровом, не входит в указанную мощность угленосной толщи. Существует мнение, что общая мощность всего сохранившегося разреза юрских отложений предположительно достигает 1400 м (?).

В. И. Конивец, детально изучивший нижнюю часть разреза угленосной толщи, установил ее ритмичное строение и скопление в основании ритмов более грубого обломочного материала. В генетическом отношении автор выделяет следующие фации: пролювиальные, речного русла, пойменные, озерные и болотные.

Процентное соотношение пород в разрезе юрских отложений по рекам Читканде и Талакану (по Конивцу, 1958) видно из табл. 5.

Изученную толщу В. И. Конивец делит на четыре свиты (снизу вверх): нижнечиткандинскую (более 140 м), читкандинскую (210 м), талаканскую (220 м) и верхнеталаканскую (более 110 м).

Таблица 5

Породы	р. Талакан	р. Читканда
Конгломераты	6,50	12,00
Гравелиты	1,20	1,20
Песчаники	74,00	74,40
Алевритовые песчаники	2,20	5,00
Переслаивание алевролитов и песчаников	2,30	4,30
Уголь	1,50	1,00

К верхней части угленосной толщи приурочены находки флоры: *Cladophlebis raciborskü* Theil., *Cladophlebis* cf. *haiburnensis* L. et H., *Cladophlebis* sp., *Czekanowskia setacea* Heeg, *Phoenicopsis angustifolia* Heeg, *Coniopteris naakiana* Heeg.*

По заключению А. Н. Криштофовича и В. Д. Принады, эта флора характеризует среднюю или даже верхнюю юру и близка к типу флоры верховьев р. Амура и Буреинского бассейна. Накопление таких мощных континентальных толщ было возможно в глубоких, непрерывно погружающихся депрессиях, ограниченных горными поднятиями, поставившими большое количество грубого обломочного материала. Большая часть их является речными отложениями и только некоторая часть относится к болотным и озерным образованиям.

Юрские отложения хребта Кодар отличаются от отложений того же возраста Каларской депрессии. В депрессии в значительно большем количестве встречаются грубые осадки: конгломераты и гравелиты, а аркозовые песчаники имеют большую величину зерна. В хребте Кодар угленосные слои приурочены в основном к нижней части разреза; в Каларской депрессии они встречаются по всему разрезу, а их число и мощность увеличиваются в верхней части толщи. Коэффициент угленосности юрских отложений в пределах Каларской депрессии значительно более высокий, чем в хребте Кодар.

По данным А. И. Гинзбург, угли хребта Кодар и Каларской депрессии являются гумусовыми. Для углей Каларской депрессии характерна некоторая примесь сапропелевого материала. Исходный материал углей преимущественно стеблевой. Количество листовых частей растений, оболочек спор и смоляных тел незначительно, водорослей — еще меньше.

По степени метаморфизма различаются две группы углей: длиннопламенные и паровично-жирные; угли Читкандинского месторождения (Каларская депрессия) относятся к зольным, малосернистым, длиннопламенным (газовым). Угли хребта Кодар относятся к паровично-жирным.

Угли Каларской депрессии представляют интерес как энергетическое и химическое сырье и как добавка к коксовой шихте. Угли хребта Кодар являются металлургическими.

* В осыпи найдены также отпечатки *Equisetites* sp. (другого типа, чем *E. ferganensis* Sow.).

В среднем течении р. Калара, на его правобережье, известно несколько выходов юрских континентальных отложений (Арсеньев 1940, 1954). В окрестностях поселка Средне-Каларского, на правом берегу рч. Копчакель (в 2—3 км от ее устья), эти отложения представлены серыми грубозернистыми аркозовыми песчаниками с прослоями углисто-глинистых сланцев и бурого, матового и черного блестящего (каменного) угля с раковистым изломом. Прослои угля достигают 0,2—0,3 м, а иногда 0,5 м мощности и нередко переслаиваются с маломощными (1—3 см) песчанистыми прослойками. Ниже по течению р. Калара аналогичные песчано-конгломератовые отложения отмечены Немолотовой в бассейне правого притока р. Калара (р. Тостур), в 4 км выше устья р. Хадыкачана и в кл. Аку. По кл. Аку песчаники перекрыты кайнозойскими базальтами.

Вероятно, к этому же типу отложений относятся обнаруженные в 1943 г. П. А. Смольским аркозовые песчаники, глинистые сланцы и аргиллиты в бассейне р. Тундака (левый приток р. Калакана Витимского).

Значительное распространение юрские континентальные отложения имеют в южной части Олекмо-Витимской горной страны — в бассейне р. Тунгира (левый приток р. Олекмы). Здесь, по материалам Я. А. Маковой, Е. С. Бобина, П. И. Прокофьева и В. М. Чаиркина, конгломератово-песчано-глинистые угленосные отложения выполняют крупную депрессию (до 150 км в длину) в окрестностях поселка Турик, а также в верхнем течении р. Тунгира, близ устьев рек Тунгирикана и Мармачи.

В бассейнах рек Тунгирикана и Мармачи описываемая толща представлена плотными рыхлыми железистыми конгломератами и песчаниками с песчано-глинистым цементом и прослоями углисто-глинистого песчаника с редкими растительными остатками. В нижней части обнажаются плотные, крупноглыбовые конгломераты, по-видимому, представляющие базальный горизонт. Суммарная мощность отложений, вероятно, превышает 200 м.

В окрестностях поселка Турик юрские отложения делятся на две свиты: нижнюю — конгломератово-песчаниковую (200—300 м) и верхнюю — песчано-сланцевую (400—500 м). Нижняя свита распространена преимущественно в южной части депрессии и представлена в основном голубовато-серыми, крупнозернистыми и среднезернистыми песчаниками с глинисто-железистым, реже карбонатным или кремнистым цементом. В основании свиты залегают крупногалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой и цементом, состоящим из аркозового песчаника мощностью 15—20 м. В верхней свите преобладают глинистые и углистые сланцы, реже аргиллиты и песчано-глинистые сланцы. В подчиненном количестве присутствуют мелко- и среднезернистые аркозовые песчаники.

К северу депрессия простирается (через бассейны левых притоков р. Тунгира — рек Сиволухты и Пятно) до горы Брус, расположенной на левом берегу р. Тунгира. Здесь обнажается толща аркозовых песчаников (50 м) и глинистых рухляков с углистыми прослоями и растительными остатками плохой сохранности. В северном конце обнажения песчаники прорваны мощной жилой оливинового базальта, вероятно, кайнозойского возраста. Отдельные выходы аналогичных базальтов встречаются также в нескольких местах по северо-западному краю депрессии.

Юрские континентальные отложения (местами угленосные) известны в верховьях рек Нерчи и Нерчугана, а также в долине р. Витима. В 5 км ниже устья р. Юмурчена, в районе р. Амачкач А. А. Богданов определяет мощность рыхлых аркозовых косослоистых песчаников и серых углистых сланцев и глин с редкой фауной гастропод и растительными остатками в 500—600 м.

В долине р. Слюнды (левый приток р. Юмурчена) грубо- и мелкозернистые несортированные песчаники, мергели и битуминозные сланцы с фауной тургинского горизонта Забайкалья достигают мощности 120—150 м. Залегают эти отложения в значительной депрессии восток-северо-восточного простирания. Ниже по р. Витиму в аналогичных песчано-конгломератовых отложениях, кроме глинистых и битуминозных сланцев, встречаются прослой углистых сланцев и лигнитов.

В районе поселка Букачачи, в небольшой межгорной впадине (долина р. Агиты), расположено Букачачинское буроугольное месторождение, сложенное осадочными отложениями мезозоя, мощность которых около 1000 м. Месторождение условно делится на два поля: северное и южное. В пределах южного поля известны 9 пластов угля рабочей мощности, на северном же участке развит, по мнению В. П. Плотникова и Н. С. Гладышева, сложный пласт угля, разделяющийся на два пласта (I и II).

Возраст всей осадочной серии Букачачи определялся Ф. Ф. Оттемом и Ю. П. Деевым (1937, 1940), как юрский. Б. А. Иванов (1949) континентальные отложения этого месторождения, как и все Забайкальские угленосные толщи, относил к нижнему мелу. В настоящее время установлено, что осадочная толща Букачачинского месторождения разновозрастная. Основная часть разреза сложена средне- и верхнеюрскими осадочными породами, нижнемеловые же отложения встречаются лишь в самой верхней его части.

Стратиграфическая схема Букачачинского месторождения следующая (табл. 6):

Таблица 6

Возраст	Региональные свиты		Местные свиты	Горизонты
Cr_1^2	Тургино-витимская	Оранжевая (прибортовая) фация	Верхняя угленосная	Верхний безугольный Верхний угленосный
$Cr_1^1 - J_3$	Улангангинская		Безугольная (кудихтинская)	—
J_2	Букачачинская		Нижняя угленосная (букачачинская)	—
			Базальная (бухтинская)	

Базальная (бухтинская) свита залегает несогласно на размытой поверхности кристаллического фундамента и сложена преимущественно конгломератами (71%) и грубозернистыми песчаниками

(24%) с маломощными прослоями среднезернистых песчаников (4%), мелкозернистых песчаников (1%) и глинистых сланцев (1%). Верхняя граница базальной свиты может быть проведена по подошве первого угольного пласта. Наиболее полный разрез данной свиты установлен по восточному борту депрессий, на участках южном и северном. Мощность свиты 90 м.

Нижняя угленосная (букачачинская) свита залегает согласно на базальной свите и включает пять рабочих пластов угля (1, 2, 2-бис, 3, 4). Верхней ее границей является кровля угольного пласта 2, нижняя — проходит по подошве первого угольного пласта. Средняя мощность свиты 100 м и выдерживается лучше на южном после месторождения. Сложена она в основном грубообломочными и среднезернистыми песчаниками (89%) с очень редкими и маломощными прослоями алевролитов, глинистых сланцев и аргиллитов. Различные породы в пределах свиты распространены неравномерно. Так, например, грубозернистые и конгломератовидные песчаники тяготеют к северному и южному замкам мульды, а мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы распространены преимущественно в центральной части мульды. Для средне- и мелкозернистых песчаников характерна косая слоистость и полосчатость, обусловленная различной степенью обогащения растительным детритом, хлоритом, полевым шпатом и лимонитом.

В подошве второго угольного пласта была собрана флора, определенная А. Н. Криштофовичем, как *Sphenopteris tyrmensis* Sew., *Cephalotaxopsis brevifolia* (Font.), *Coniopteris* sp., *Pagiophyllum* sp., *Nilssonia* sp., *Equisetites* cf. *columnaris* Brongn., *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *P. media* Krass., *Pityophyllum nordenskiöldii* Nath., *Schizolepsis* sp., *Podozamites lanceolatus* Heer.

Эта флора, по мнению А. Н. Криштофовича, позволяет отнести породы, содержащие ее, к среднеюрскому возрасту.

В последние годы из этих же горизонтов И. Н. Сребродольской и В. А. Вахрамеевым был определен следующий состав флоры: *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Czekanowskia rigida* Heer, *Schizolepsis giganteus* Tschastn., *Filices indeterminata*, *Coniopteris* sp., *Phoenicopsis* sp., *Baiera* cf. *ahnertii* Kryshht., *Sphenopteris tyrmensis* Sew., *Ginkgo digitata* (Brongn.) Heer, *Pagiophyllum* sp.

По мнению вышеуказанных исследователей, возраст этой флоры колеблется в пределах средней — верхней юры. В кровле угольных пластов встречаются плотные сидеритовые конкреции эллипсоидальной формы размером 0,40—1 м в поперечнике. В таких стяжениях, взятых в кровле угольного пласта 2-бис, была найдена фауна, среди которой Г. Г. Мартинсоном и Н. И. Новожиловым определены: *Ferganoconcha subcentralis* Tschern., *F. sibirica* Tschern., *F. curta* Tschern., *F. anodontoides* Tschern., *F. estheriaeformis* Tschern.

Филлоподы представлены *Pseudograptus andrewsi* (Jones), *Bairdestheria elongata* (Kob. et Kus.), *Estherites cholensis* Kob. et Kus.

Эта фауна сопоставляется с аналогичными видами из группы Жехол (Япония, Корея, Китай), отнесенной Кобаяши к средне-верхнеюрскому возрасту.

Безугольная (кудихтинская) свита согласно залегает на нижней угленосной свите и перекрывается пятым угольным пластом. Границы ее распространения совпадают с границами булакачинской свиты. Для нее характерно отсутствие пластов угля.

В литологическом отношении свита характеризуется частым чередованием алевролитов, мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Мощность ее около 160 м. В отличие от нижней угленосной свиты здесь преобладают мелкозернистые породы (до 65%). Кроме того, в ней наблюдается повышенное содержание алевролитов и мелкозернистых песчаников с хлорито-глинистым и кремнистым цементом.

В нижней части свиты, в слое мягкого серого алевролита найдена *Ferganoconcha sibirica* Tschern.

Флора, по определениям И. Н. Сребродольской, представлена: *Cladophlebis* sp., *Raphaelia diamensis* Sew., *Cladophlebis concinna* (Bresl.) du Foit, *Nilssonina* sp.

Геологический возраст свиты, вероятно, верхнеюрский. Известно, что представители рода *Ferganoconcha* на Дальнем Востоке и в Виллюйской синеклизе встречаются еще в отложениях келловей—оксфорда.

Верхняя угленосная свита разделяется на два горизонта — безугольный и угленосный. Безугольный горизонт залегает согласно на угленосном и сложен преимущественно песчаниками и алевролитами, включая один непромышленный пласт бурого угля. Средняя мощность горизонта 175 м. Развита он в центре южного поля. Фауна и флора в безугольном горизонте не обнаружены.

Второй горизонт верхней угленосной свиты согласно перекрывает безугольную свиту. Он включает четыре непромышленных пласта бурого угля (5, 6, 7, 8). Верхней границей горизонта является кровля 8 угольного пласта. Границы распространения угленосного горизонта на южном поле совпадают с границами нижележащей безугольной свиты: на северном поле этот горизонт отсутствует. Средняя мощность горизонта колеблется от 180 до 200 м. Сложен он главным образом грубозернистыми и крупнозернистыми песчаниками, чередующимися с мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

В серых мелкозернистых песчаниках, залегающих в низах угленосной свиты, Г. Г. Мартинсоном определена следующая фауна: *Limnocyrena subplana* (Reiss), *Limnocyrena* sp., *Planorbis* cf. *sibiricus* Durb. и чешуя рыб. Для этих отложений характерны также отпечатки *Onychiopsis elongata* (Deuyl.) Jok.

По возрасту верхняя угленосная свита может быть отнесена к низам нижнего мела. Выделяемая здесь некоторыми геологами оранжевая свита залегает по борту Букачачинской впадины. К северо-востоку от Букачачинской впадины находится Нерчуганское месторождение угля, сложенное разновозрастными отложениями от бата до готерив—баррема.

Угленосные отложения Нерчуганской депрессии занимают площадь около 65 км² среди кристаллических пород, представленных в основном разнообразными гранитоидами и ортогнейсами. Эти породы слагают окружающие массивы хребта Джалирского и гор Кропоткина, а также подстилают континентальные мезозойские отложения, являясь фундаментом для последних.

Нерчуганское месторождение представляет собой асимметричную складку северо-восточного простирания, разрез мезозойских отложений которой (по Н. С. Гладышеву) следующий (снизу вверх): 1) эффузивно-туфогенный комплекс пород (J_1 — J_2); 2) нормально-осадочный угленосный комплекс (J_2 — Cr_1^1).

Эффузивно-туфогенный комплекс. Породы, относящиеся к этому комплексу, обнажаются в правом борту долины р. Богдычи и вскрыты

скважинами. Они представлены порфиритами, диабазовыми порфиритами, кварцевыми порфиритами, базальтами, диабазами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Возраст эффузивно-туфогенного комплекса достоверно не установлен, но по аналогии с другими районами Восточного Забайкалья и по соотношениям и характеру контактов с породами угленосной серии определяется как нижне-среднеюрский. Мощность отложений комплекса ориентировочно определяется в 500—600 м.

Нормально-осадочный угленосный комплекс. Континентальные отложения, слагающие Нерчуганскую котловину, представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми и песчано-глинистыми сланцами и пластами угля. Преобладающими породами в разрезе являются песчаники и алевролиты. Конгломераты развиты преимущественно в основании разреза.

По литологическому составу, условиям осадконакопления и по наличию или отсутствию угольных пластов континентальные отложения расчленяются на две свиты (снизу вверх): безугольную ($J_2—J_3$) и угленосную ($J_3—C_{Г1}^1$).

Безугольная свита слагает центральную часть и западо-северо-западную половину Нерчуганской депрессии. Она сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами, иногда с прослоями аргиллитов и пропластками угольных сланцев. Свита расчленяется Н. С. Гладышевым на следующие горизонты (снизу вверх): а) конгломератовый (безугольный); б) алевролитовый; в) песчаниковый.

Конгломератовый горизонт с прослоями гравелитов, песчаников, реже алевролитов залегает либо непосредственно на подстилающих палеозойских гранитах, либо на породах эффузивно-туфогенного комплекса. Мощность его около 250 м.

Алевролитовый горизонт сложен чередующимися алевролитами, аргиллитами и разнозернистыми песчаниками. В темно-сером аргиллите встречается среднеюрская фауна, определенная Г. Г. Мартинсоном, как *Ferganoconcha curta* Tschern., *F. minor* Martins., *F. sibirica* Tschern., *Ferganoconcha* cf. *anodontoides* Tschern., *Ferganoconcha* cf. *estheriaeformis* Tschern., *F. elongata* Rad., *Tutuella* cf. *elongata* Rad. Мощность горизонта 160 м.

Песчаниковый горизонт развит в центральной части месторождения и сложен главным образом песчаниками и гравелитами, в которых встречаются прослой алевролитов и изредка аргиллитов. Мощность горизонта 130 м.

Угленосная свита развита только в восток-юго-восточной половине Нерчуганской депрессии, где ее породы слагают, по мнению Н. С. Гладышева, самостоятельную брахисинклинальную складку северо-восточного простирания, прилегающую к самому борту депрессии. Породы свиты сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, песчано-глинистыми и углистыми сланцами, а также пропластками и пластами угля.

По литологическому составу и условиям осадконакопления эта свита неоднородна. В южной части месторождения свита представлена песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и двумя рабочими пластами угля; в северных участках месторождения свита сложена алевролитами с прослоями песчаника, аргиллита и углистых сланцев. Мощность ее 250 м.

Палинологический анализ образцов из Нерчуганского месторождения, произведенный Н. С. Сахановой, указывает на юрско-нижнемеловой возраст пород.

В южной части Олекмо-Витимской горной страны, на границе с Восточным Забайкальем, мезозойские отложения развиты в бассейне р. Нерчи, в окрестностях поселка Старый Олов и по р. Куэнге (ст. Укурей и Утан). В окрестностях поселка Старый Олов встречаются отдельные выходы мезозойских континентальных отложений, часть которых фаунистически охарактеризована. Правда, отложения в Зюльзинской депрессии, представленные конгломератами, песчаниками и алевролитами, оказались совершенно немymi. Даже зерна спор и пыльцы были найдены в незначительном количестве.

По мнению М. А. Седовой, производившей палинологический анализ отложений Зюльзинской депрессии, возраст этих осадков верхнеюрско-нижнемеловой.

В Зюльзинской депрессии разрез начинается базальным конгломератом, залегающим на размытой поверхности древнего кристаллического фундамента. Выше лежит туфогенно-осадочная толща, перекрывающаяся глинисто-песчанистыми сланцами, на которых залегают слабо сцементированные песчаники, в верхней части переходящие в плотно сцементированные плитчатые песчаники красновато-желтого цвета с большим количеством мелких растительных остатков. Верхнюю часть разреза слагают алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками и аргиллитами.

Отложения Олово-Куэнгинского комплекса представлено следующим разрезом (снизу вверх):

1. Песчаниково-конгломератовая свита, залегающая без заметного несогласия на эффузивно-туфогенной свите. В песчаниках встречается многочисленная фауна, определенная Г. Г. Мартинсоном. Состав ее следующий: *Limnocyrena altiformis* (Grab.), *L. wangshihensis* (Grab.), *Limnocyrena vitimensis* Martins.

2. Сланцевая свита, представленная битуминозными сланцами, алевролитами и аргиллитами. В сланцах найдены остатки рыб *Lycoperia fragilis* Huss., остракоды — *Lycoperocypris* sp. и большое количество филлопод: *Bairdestheria medialis* (Kob. et Kus.), *Bairdestheria asanoi* (Kob. et Kus.), *Loxopolygrrapta* sp.

3. Продуктивная свита, сложенная песчаниково-алевролитовыми породами с пятью пластами угля.

Мощность отложений превышает 600 м.

В возрастном отношении серия осадков поселка Старый Олов очень близка арбагарским, а фауна песчаниково-конгломератовой свиты хорошо сопоставляется с фауной базальной свиты Арбагара (Мирсановский разрез) и р. Витима. Такие виды, как *Limnocyrena altiformis* (Grab.), *L. wangshihensis* (Grab.), *Probaicalia vitimensis* Martins., *Physa vitimensis* Ram m. наиболее характерны для нижней части нижнемелового разреза валанжина, отнесенного к верхней части улангангинской свиты Забайкалья и цаганцабской свиты Монголии. Фауна сланцевой свиты свидетельствует о принадлежности ее к тургино-витимской свите. Угленосность в этом районе связана, таким образом, только с нижнемеловыми отложениями и приурочена, как и в районе Арбагара, к верхней части разреза континентальных отложений. Не совсем ясно положение сланцев в районе ст. Утан, в которых было найдено большое количество филлопод, отнесенных Б. И. Чернышевым к новому средне-

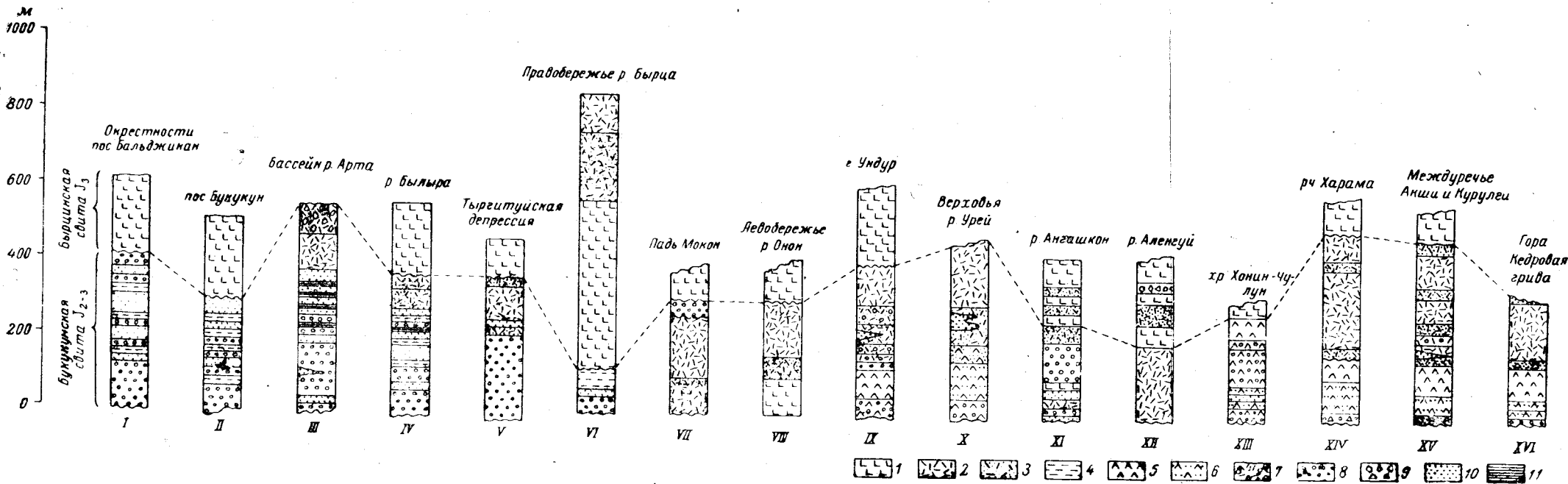


Рис. 24. Сопоставление континентальных эффузивно-осадочных отложений средней — верхней юры Центрального Забайкалья. По В. В. Старченко

1 — основные и средние эффузивы; 2 — кварцевые порфиры, липариты; 3 — туфы и туфолавы кислого состава; 4 — туффиты; 5 — субщелочные эффузивы; 6 — туфолавы субщелочного состава; 7 — лавоконгломераты; 8 — конгломераты; 9 — конгломерато-брекчии; 10 — песчаники и туфопесчаники; 11 — алевролиты и сланцы. Фации: I—V — депрессий; VI—XII — переходные; XIII—XVI — глыбовых антиклиналей

юрскому роду. Последние определения филлопод из Букачачинской впадины, произведенные Н. И. Новожиловым, показали, что среднеюрские филлоподы Букачачи значительно отличаются от утанских.

В заключение следует отметить, что преобладающее большинство юрских континентальных отложений описываемого района являются в той или иной мере угленосными.

Центральное Забайкалье

Юрские и нижнемеловые нормально-осадочные и эффузивно-туфогенные образования в пределах Центрального Забайкалья широко распространены.

В мезозойскую эпоху здесь проявились интенсивные глыбовые движения, сопровождавшиеся излиянием лав и накоплением пирокластов разного состава.

Начиная со средней юры в связи с расколами, преимущественно северо-восточного простирания, образуются узкие протяженные межгорные впадины, хорошо выраженные в современном рельефе, в которых в период от средней юры до нижнего мела значительно происходит накопление пресноводных континентальных отложений, местами содержащих кислые и средние пирокласты и лавы. Некоторые впадины были заложены в более позднее время, и осадконакопление в них началось в конце юры (Черновская) и даже в нижнем мелу (Иргенская).

Юрские и нижнемеловые отложения обычно слагают пологие синклинальные структуры, совпадающие с контурами впадин. Эти синклинали осложнены складками более высоких порядков, углы падения в них колеблются в пределах от 0 до 20° и только вблизи разрывных нарушений достигают 40—70°. По бортам впадин, в связи с обрамляющими их разломами, происходят излияния лав основного и кислого состава.

В областях широких глыбовых антиклиналей, разделяющих узкие протяженные межгорные впадины, в это время продолжают формироваться сложные эффузивные комплексы (рис. 24).

Описание мезозойских отложений Центрального Забайкалья приводится по отдельным структурно-геологическим зонам, так как мезозойские разрезы из разных зон большей частью несопоставимы между собой.

Хилковская зона. Мезозойские осадочные континентальные отложения приурочены к долинам рек Ингоды, Хилка, Унго и выполняют депрессии северо-восточного и широтного простираний. Эффузивные и эффузивно-осадочные образования приурочены к бортам депрессий.

Юрские и меловые отложения залегают на докембрийских, палеозойских и нижнемезозойских породах.

В бассейне р. Хилка мезозойские континентальные отложения по северному борту долины залегают стратиграфически несогласно на более древних породах, а на юге наблюдается тектонический контакт с палеозойскими отложениями.

В Ингодинской впадине тектонический контакт прослеживается по северному и южному склонам котловины и не затрагивает угленосные отложения, залегающие стратиграфически несогласно на более древних породах.

Юрские и меловые отложения этого района изучались В. А. Обручевым (1914 и др.), В. Н. Верещагиным (1937), А. С. Струговым, Ф. Ф. Оттенем (1937), Б. А. Ивановым (1949а), Б. А. Максимовым (1937), Е. П. Бессолицыным, В. И. Фельдманом, И. Н. Фоминым, Е. В. Барабашевым и др.

В долине р. Хилка мезозойские отложения развиты от истоков до устья, образуя ряд самостоятельных депрессий: Тарбагатайскую, Бадинскую, Иргеньскую и др.

К югу от р. Хилка прослеживается вторая мезозойская структура, в которой известны Унгинская, Хилкосонская, Ингодинская и Черновская депрессии. Несколько в стороне от этих крупных структур известен ряд выходов отложений мезозоя — Тугнуйская депрессия, Кузнецовские Увалы и др.

Тарбагатайская депрессия. К депрессии приурочено Тарбагатайское буроугольное месторождение, представленное отдельными мульдами, выполненными мезозойскими осадками, разрез которых можно проследить в следующих районах: 1) Кули II и III; 2) Шебартуй, 3) Тигня, Зугмара, Кули I, поле 6.

Континентальные отложения Тарбагатайской депрессии сложены тремя местными свитами: нижней угленосной (J_2), безугольной (J_3 — Cr_1), верхней угленосной (Cr_1^2). Сопоставление местной стратиграфической схемы с региональной схемой Забайкалья дано в табл. 7.

Таблица 7

Возраст	Региональные свиты	Местные свиты	Горизонты	Участки распространения свит
Cr_1^2	Тургино-Витимская	Верхняя угленосная	Тигнинский	Тигня, поле 6, Зугмара, Кули I (?)
			Шебартуйский	Шебартуй
J_3 — Cr_1	Улангангинская	Безугольная	Средний безугольный	Кули II и III Тарбагатайский антиклиналь
J_2	Букачачинская	Нижняя угленосная	Нижний угленосный (Кулевский) базальный	Кули II и III

• Нижняя угленосная свита представлена осадочными породами, распространенными на участках Кули II и III, расположенных в северо-западной части Тарбагатайской впадины, на правой верхней террасе р. Хилка. Мощность ее 140—150 м. Граница между средней и верхней юрой проведена условно по аргиллитам, служащим кровлей верхнего угольного пласта. Свита залегает на размытой поверхности подстилающих кристаллических пород и сложена рыхлыми конгломератами, песчаниками (от крупно- до мелкозернистых), аргиллитами, алевролитами и углями.

В нижней части разреза, в плотном, почти черном аргиллите, обнаружена фауна ферганококх, отнесенная Г. Г. Мартинсоном к следующим видам: *Ferganoconcha sibirica* Tschern., *F. subcentralis* Tschern.,

F. estheriaeformis Tschern., *F. anodontoides* Tschern., *F. curta* Tschern.

Большинство перечисленных видов хорошо сопоставляются с ферганококхами иркутской юры, Монголии и Вилуйской синеклизы. По мнению М. А. Седовой, результаты палинологического анализа указывают также на среднеюрский возраст этих отложений.

Пласты углей этой свиты очень резко погружаются на юг, и в центральной части участка глубина их залегания достигает 400 м. По падению и простираанию они выклиниваются и фациально замещаются другими породами.

Безугольная свита представлена мощными пачками пере-слаивающихся разнозернистых песчаников и алевролитов, которые подстилают шебартуйскую рыхлую толщу и перекрывают более глубокие горизонты участков Кули II и III. Характерной особенностью свиты является полное отсутствие угольных пластов.

В верхней части безугольной свиты в алевролитах найдены единичные раковины *Limnocyrena pusilla* (Reis.), многочисленные домики ручейников и чешуя рыб. Аналогичная фауна характерна для низов нижнего мела в районах Турги, Арбагара, Кижинги и Монголии.

Учитывая, что в нижних горизонтах кулевских отложений найдены среднеюрские ферганококхи, а в верхней части безугольной свиты — нижнемеловая (валанжинская) фауна, можно сделать заключение, что свита относится к верхнеюрско-нижнемеловому возрасту. Мощность ее 180—200 м.

Верхняя угленосная свита разделяется на два горизонта: верхний — тигнинский и нижний — шебартуйский. Первый слагает верхнюю часть Тарбагатайского разреза.

Образование зугмарских и тигнинских отложений шло одновременно в двух соседних мульдах, а также в мульде участка Кули I. Угольные пласты Зугмары и Тигни образуют правильные замкнутые мульды, на юге же они фациально замещаются конгломератами.

Тигнинский горизонт на Зугмарском участке залегает на шебартуйском; в центральной и южной частях депрессии по мере выклинивания шебартуйского горизонта он залегает на размытой поверхности докембрийского метаморфического комплекса. Нижняя часть тигнинского горизонта представлена слабо сцементированными конгломератами, фациально замещающимися к центру мульды песчаниками, сначала грубозернистыми, а затем мелкозернистыми. Продуктивная часть его сложена преимущественно аргиллитами и алевролитами с угольным пластом «Мощный», который постепенно к югу расщепляется на три пачки. В кровле тигнинского пласта угля была найдена пустотелая кость динозавра. Фаунистические находки в аргиллитах этого горизонта свидетельствуют о нижнемеловом возрасте слагающих его пород. Фауна Зугмарского, Тигнинского участков и поля 6 представлена, по данным Г. Г. Мартинсона, следующими видами: *Limnocyrena sibirica* (Ram m.), *L. ovalis* (Ram m.), *L. wangshihensis* (Grab.), *L. tarbagataica* (Martins.), *L. rotunga* Martins., *L. tignensis* Martins., *L. altiformis* (Grab.), *L. kweichowensis* (Grab.), *L. oblusale* Martins., *Unio* sp., *Lioplax reissi* Ram m., *Viviparus fusistomus* Chi-Ping.

Из этого же тигнинского горизонта М. И. Мандельштамом были определены остракоды *Cypridea vitimica* Mandl., *Cypridea morphella*

tarbagataiensis Mandl., *Theriosynecum persulcata* (Psek.), *Timiria-sewia polymorpha* Mandl., *Darwinula contracta* Mandl.

В тигнинский горизонт входит также пелециподовый горизонт, ранее выделявшийся многими геологами как самостоятельный, самый верхний горизонт. Палинологические анализы также подтверждают нижнемеловой возраст этих отложений. Мощность горизонта 250—300 м.

Шебартуйский горизонт сложен в основном песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов, и двумя пластами угля (шебартуйских). В центральной части Тигнинской мульды на больших глубинах сохраняются выклинивающиеся в восточном направлении осадочные толщи безугольной свиты, погружающиеся от восточного крыла тарбагатайского антиклинала под шебартуйский горизонт. Мощность горизонта 250—260 м.

К северо-западу от Тарбагатайской впадины расположены депрессии Тугнуйская и Кузнецовские Увалы, выполненные сходными мезозойскими отложениями. В последние годы в Тугнуйской депрессии обнаружены значительные месторождения каменного угля.

Бадинская депрессия. Бадинская депрессия расположена несколько восточнее Тарбагатайской и вытянута на 50 км вдоль р. Хилка, от ст. Хохотуй на западе до ст. Хилок на востоке; ее ширина достигает 15 км.

По северному борту Бадинской котловины развиты субщелочные эффузивы, которым приписывается (Иванов, 1949) юрский возраст (по аналогии с соседними районами).

Разрез эффузивного комплекса следующий (снизу вверх):

1. Фельзиты плотные, плитчатые светло-серые, субщелочные, фельзитовые порфиры и их туфы.
2. Порфиры биотитовые кварцевые.
3. Вулканические стекла (черные, темно-зеленые и др.).

На размытой поверхности эффузивов несогласно залегают нормально-осадочные мезозойские отложения, разрез которых на участке Буртуй, по В. П. Верещагину, имеет следующий вид (снизу вверх):

- | | |
|--|-------|
| 1. Нижний песчаниковый горизонт | 150 м |
| 2. Угленосный горизонт, представленный светло-серыми песчаниками, глинами и глинистыми сланцами с четырьмя прослоями углей | 30 „ |
| 3. Верхний горизонт песчаников | 250 „ |
| Общая мощность разреза 430 м. | |

Нижний песчаниковый горизонт залегает непосредственно на древних породах. Палеонтологических остатков в отложениях Бадинской депрессии не обнаружено. По литологическому составу они сопоставляются с шебартуйским горизонтом (нижним горизонтом) тургино-витимской свиты Тарбагатайской впадины.

Бассейны среднего и верхнего течения р. Хилка, среднего течения р. Ингоды и верховьев рек Арей и Блудной (Хилкосона). Мезозойские отложения этого района представлены нормально-осадочными и эффузивно-осадочными отложениями, возраст которых датируется от средней юры до нижнего мела включительно.

Здесь выделяются (по Фельдману и др.) следующие свиты: 1) хярюлгатинская; 2) улангангинская; 3) тургино-витимская.

Отложения харюлгатинской свиты широко развиты в бассейне левых притоков рек Хилка (Гарека, Харюлгаты, Большой и Малой Харюлгаты), по северному и южному склонам Яблонового хребта. Аналогичные отложения встречаются по рекам Блудной (Хилкосон) и Арее.

В отличие от угленосных отложений тектонических депрессий, осадки харюлгатинской свиты развиты в пределах глыбовых антиклиналей, хотя и тяготеют к перифериям впадин. В пределах глыбовых антиклиналей в них увеличивается количество вулканогенного материала (реки Алей, Блудная и в других местах) и, наоборот, по направлению к депрессиям резко возрастает роль нормально-осадочных пород (р. Харюлгата, северная часть Ингодинской депрессии и др.).

Свита состоит (бассейн р. Харюлгаты) в основном из валунных и среднегалечных конгломератов.

В гальках устанавливаются палеозойские гранитоиды и осадочно-метаморфические породы, а также триасовые эффузивы, цемент — песчанниковый и эффузивный. По простиранию конгломераты часто сменяются грубозернистыми песчаниками и туфопесчаниками.

В основании свиты наблюдаются два горизонта зеленовато-серых фельзитов и прослой миндалекаменных андезито-дацитовых порфиров.

В долине р. Гарека И. В. Лучицким был изучен следующий разрез этой свиты (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Конгломераты базальные, грубообломочные, галька и валуны которых достигают 1—2 м в поперечнике. В них встречаются прослой порфиров | 250 м |
| 2. Песчаники разнородные полимиктовые иногда аркозового состава, с прослоями глинистых сланцев | 150 „ |
| 3. Сланцы глинистые с горизонтами основных эффузивов, конгломератов и песчаников, мощностью свыше 50 м | 250 „ |
| Общая мощность разреза 550—650 м. | |

По рекам Арее и Блудной среди этих отложений встречаются туфы кварцевых порфиров, фельзитов, туфоконгломераты и туфопесчаники кислого состава.

В бассейне реки Арты (северный борт Ингодинской депрессии) по данным Е. В. Барабашева, отложения харюлгатинской свиты представлены среднегалечными и валунно-галечными конгломератами, переслаивающимися с линзовидными прослоями грубо- и среднезернистых косослоистых песчаников мощностью до 10 м и тонкими линзами алевролитов. В верхах разреза (имеющем мощность свыше 300 м) наблюдаются прослой фельзитов. В харюлгатинской свите Е. В. Барабашевым и Н. А. Трущевой были собраны остатки флоры, среди которых А. В. Аксариным определены формы, сходные с *Cladophlebis haiburnensis* (Lingl et Nutt) Sew. Из этих же мест Б. М. Штемпель определил дополнительно *Podozamites angustins* (Eich.) Heer, *Czekanowskia setacea* Heer и *C. rigida* Heer, указывающие, по мнению этого исследователя, на юрский возраст отложений. Спорово-пыльцевой анализ также указывает на юрский возраст толщ.

Отложения улангангинской свиты выполняют Черновскую (Читинскую) депрессию, расположенную непосредственно к западу от Читы. Депрессия вытянута вдоль рек Ингоды и Читинки в северо-восточном направлении.

В районе Черновского буроугольного месторождения, по данным Ф. Ф. Оттена и В. П. Плотникова, разрез мезозойских отложений следующий (снизу вверх):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Конгломератовый горизонт: конгломераты с прослоями песчаников. Внизу отмечаются глыбовые конгломераты (мощность горизонта уменьшается к центральной части бассейна) | 100—200 м |
| 2. Песчанниковый горизонт: песчаники с прослоями глинистых и углистых сланцев | 300—500 „ |
| 3. Горизонт глинистых и песчано-глинистых сланцев с пластинами бурого угля | 160—170 „ |
| Общая мощность разреза 750—900 м | |

Из верхнего горизонта Черновского разреза в разное время были собраны следующие комплексы растений, изучавшиеся А. Н. Криштофовичем, В. А. Хахловым, В. Д. Принадой: *Coniopteris obrutschewii* (Krass.) Prun., *C. transbaikalensis* Prun., *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis* sp. indet., *Ginkgo digitata* (Brongn.), *Ginkgo digitata* Brongn. f. *popillata* Prun., *Sphenolaiera* ex gr. *czekanowskiana* (Heer.), *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Carpolites microtis* Prun.

В. Д. Принада указывает, что приведенные формы характерны для юрского периода; а нижнемеловые растения отсутствуют.

В безугольной свите (2-й горизонт) были найдены двустворчатые моллюски плохой сохранности, напоминающие Unionidae из нижней части улангангинской свиты района Гусино озеро.

Из угленосной части толщи Н. Н. Сребродольской были определены следующие формы: *Carpolites cinctus* Nath., *Equisetites* sp. cf. *angarensis* Prun., *Ginkgoites digitatus* (Brongn.) Sew., *Ginkgoites* sp., *G. huttoni* (Sternb.) Sew., *Zamites* (?) sp., *Phoenicopsis* sp., *Stenorachis* sp. cf. *davata* Nath., *Sphenopteris* sp. cf. *dahurica* Prun., *Coniopteris maakiana* Heer., *Cladophlebidium alatum* Prun., *Czekanowskia setacea* Heer, *Leptostrobis* sp. cf., *laxiflora* Heer.

По Н. Н. Сребродольской, состав флоры позволяет отнести отложения, содержащие ее, к верхнеюрско-нижнемеловому времени, т. е. к улангангинской свите.

Нижнемеловые отложения тургино-витимской свиты в большинстве случаев залегают под мощными (до 30 м) четвертичными наносами и выходят на поверхность лишь отдельными пятнами по бортам рек. Они вскрыты буровыми скважинами в окрестностях поселков Тайдут, Могзон, в пределах Иргенской и Ингодинской депрессий.

В состав нижнемеловых отложений входят пески, глины, слабо сцементированные песчаники, конгломераты и дресвяники, аргиллиты и глинистые сланцы, пласты и прослои бурого угля. На глубине в скважинах встречаются более плотные породы, сцементированные карбонатным и халцедоновидным цементом.

Полный разрез тургино-витимской свиты в этих районах нигде не изучен. Установлена только приуроченность конгломератов, дресвяников и гравийных конгломератов к периферии впадин и к низам разреза, а глинисто-песчаных отложений — к средней и верхней частям толщ.

В окрестностях ст. Тайдут, Могзон угленосные континентальные отложения вскрыты неглубокими скважинами, обнаружившими лишь присутствие этих отложений.

Лучше изучены континентальные отложения Иргенской котловины, вытянутой в северо-северо-восточном направлении от ст. Сохондо на юге до верховьев р. Монгой. Геофизическими работами установлено,

что мощность угленосных отложений достигает здесь 1200 м. Скважина у оз. Иргень прошла 420 м по чередующимся темно-серым аргиллитам и алевролитам и серым песчаникам с пластами углей мощностью до 7 м и прослоями конгломератов.

В другой скважине в интервале 124—165 м от поверхности встречена фауна, определенная Ч. М. Колесниковым как *Lymnocyrena transbaicalica* Mart., *Lymnocyrena* sp., *Valvata piscinalis* Müll., *Calba obrutschewi* Reis., *Planorbis* sp.

Все эти виды характерны для нижнего мела, и содержащие их толщи могут быть отнесены к низам тургино-витимской свиты.

В среднем течении р. Ингоды нижнемеловые отложения выполняют крупную Ингодинскую депрессию, занимающую площадь свыше 1000 км², естественным продолжением которой являются впадины в верховьях рек Блудной и Унго. Палеонтологически охарактеризованы только отложения Ингодинской депрессии.

В верховьях рек Блудной и Унго континентальные отложения представлены конгломератами, песчаниками и аргиллитами, содержащими прослой глинистых сланцев. На значительных площадях они перекрыты покровами базальтов и андезито-базальтов.

По данным Забайкальской геофизической экспедиции, мощность угленосных отложений в Ингодинской котловине очень велика. На западном окончании ее кристаллический фундамент под угленосными отложениями залегает на глубине 900 м (с. Танга), в 16 км к востоку (с. Николаевское) — 1500 м, в 15 км восточнее (с. Гарекан) — 2000 м и, наконец, у оз. Тарм — 2500 м.

По периферии впадины угленосные отложения представлены конгломератами, гравийными песчаниками и дресвяниками. Мощность этих горизонтов колеблется от 3—4 м до 30—60 м. Ближе к центру залегают песчано-глинистые отложения с углями.

Полный разрез отложений здесь отсутствует. В центре впадины угленосные отложения были пробурены скважинами до глубины 650 м (у поселка Содовый Завод) и 432 м (у с. Бальзой). В обеих скважинах вскрыты монотонно чередующиеся пачки и слои (мощностью 0,5—4 м) серых песчаников и серых и темно-серых алевролитов и аргиллитов с обугленными растительными остатками. В скважине у с. Бальзой с глубины 300 м прослежены мелкогалечные конгломераты со следами внутренних разрывов. В скважине у поселка Содовый Завод с глубины 470 м разрез представлен песчаниками и песками, часто гравелистыми, а в верхней части разреза резко преобладают аргиллиты и алевролиты.

Из отложений Ингодинской депрессии были получены спорово-пыльцевые комплексы, характеризующие переходный возраст толщ от верхней юры к нижнему мелу.

В скважине у поселка Содовый Завод была обнаружена следующая фауна *Viviparus andreewi* Ram m., *Viviparus* cf. *andreewi* Ram m., *Radix* sp., *Radix* aff. *subovata* Mart., *Radix* sp. indet., характерная, по мнению Ч. М. Колесникова, для низов тургино-витимской и отчасти верхов улангангинской свиты. Анализ спор и пыльцы, произведенный А. Сиротенко в лаборатории Читинского геологического управления, указывает на валанжин-готеривский возраст отложений Ингодинской депрессии.

Весьма вероятно, что на более глубоких горизонтах Ингодинской депрессии будут встречены и более древние мезозойские континентальные отложения.

Вулканогенно-осадочные меловые отложения в Центральном Забайкалье известны только по правобережью р. Хилка, к северо-западу от ст. Могзон, где они представлены, по В. И. Фельдману, следующими породами (снизу вверх):

1. Конглобрекчии светло-серые с обломками триасовых (?) эффузивов 35—50 м
2. Туфы трахилипаритов витро-литокристаллокластические, переслаивающиеся с белесыми тонкоплитчатыми туффитовыми сланцами и пепловыми туфами 250 „

Местами в верхнем горизонте присутствуют трахилипариты, их туфо-брекчии и конгломераты. В туффитовых сланцах была собрана фауна гастропод и остракод, которая по предварительному определению Ч. М. Колесникова, позволяет отнести вулканогенно-осадочные отложения к нижнему мелу.

Урлукская депрессия. Эта депрессия расположена на западной границе области, несколько к северу от р. Чикоя в окрестностях одноименной деревни. Выполнена она отложениями гусиноозерской свиты (по Луненку). В нижней части свиты залегают конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу песчаниками. Верхняя часть сложена песчаниками, глинистыми сланцами и аргиллитами, к которым приурочены пласты угля. Разрез венчают туфы, представленные иногда агломеративными разностями с лавами в качестве цемента (туфолавы?).

Конгломераты слабо сцементированы, содержат прослойки песчаников, состоящих из плохо отсортированного материала. Величина галек от 0,5 см до 1 м. Песчаники разнозернистые, близкие к аркозам с глинистым, карбонатным, железистым и кремнистым цементом.

В глинистых сланцах (аргиллитах и туфах) П. Е. Луненком собраны следующие остатки растений (определения Принады): *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Phoenicopsis* sp. cf. *speciosa* Heer., *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites* sp. indet., *Pityophyllum* sp. indet.

Эти формы, по заключению В. Д. Принады, характерны для юрских отложений Сибири и Забайкалья. Первая и третья формы из указанного списка характерны для среднеюрской букачачинской свиты. Возраст рассматриваемых отложений, возможно, является среднеюрским.

Чикойская депрессия. Мезозойские отложения Чикойской депрессии в последние годы изучались А. В. Внуковым и А. Д. Канищевым у сел Красный Чикой, Коротково, Осиновка, Ямаровка и по пади Ивановка. А. В. Внуковым на основании данных бурения и изучения поверхностных выходов мезозойские континентальные отложения расчленены на следующие пять толщ (снизу вверх):

1. Нижняя песчаниково-конгломератовая толща начинается горизонтом конгломератов и конгломерато-брекчий, обнажающихся у с. Шимбелик. Выше залегает пачка грубозернистых и тонкозернистых песчаников, переслаивающихся между собой и образующих прослой мощностью от 3—4 м до 37 м. Присутствуют отдельные прослой мелкогалечных конгломератов и алевролитов. Общая мощность 250—300 м
2. Угленосная (песчано-аргиллитовая) толща представлена переслаиванием мелкозернистого песчаника серого цвета с черными и серыми аргиллитами и алевролитами. По разрезу встречаются отдельные пачки крупнозернистых песчаников мощностью до 10—30 м и пласты углей мощностью 4—10 м 450—550 „
3. Песчаниково-алевролитовая толща сложена тонкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, переслаивающихся между собой и содержит отдельные пачки алевролитов мощностью до 10—20 м 250—300 „

4. Алеврито-песчаниково-гравелитовая толща представлена переслаиванием тонкозернистых песчаников и алевролитов с пластами мелкогалечных конгломератов и гравелитов, мощность ее около 130 м.
5. Песчано-конгломератовая толща состоит из горизонтов крупнозернистых песчаников и конгломератов, имеющих мощность 20—50 м, и отдельных прослоев алевролитов и аргиллитов мощностью до 1 м. 150—250 м.
Мощность разреза 1300—1500 м.

А. В. Внуков считает, что вышеперечисленные толщи относятся к следующим фаціальным группам: нижняя толща — аллювиально-пролювиальная; вторая — речные, озерные и болотные фации; третья — озерные фации; четвертая — аллювиальная и пятая — пролювиально-аллювиальная.

Отложения Чикойской депрессии относятся по возрасту к средней — верхней юре на основании изучения остатков флоры. Так, Ю. П. Деньгиным в 1935 г. по рч. Ивановке, Коротково и Ямаровке были найдены остатки растений, определенные В. Д. Принадой как *Asplenium thyense* Nath., *Podozamites lanceolatus* и *Pityophyllum angustifolium* (Nath.), свидетельствующие о юрском возрасте. В 1957 г. А. Д. Канищевым были собраны у с. Осиповка: *Cladophlebis* sp. и *Podozamites lanceolatus intermedius* Heeg., указывающих также, по определению А. В. Аксарина, на юрский возраст. Из сборов А. Д. Канищева в устье рч. Мергель А. В. Вахрамеевым (1959) были определены: *Czekanowskia lutifolia* Turuta, *Ginkgodium* sp. nov., *Elatodadus* sp., *Pityophyllum angustifolium* Nath., *Desmiophyllum* sp., *Czekanowskia rigida* Heeg, *Taeniopteris* sp., *Carpolithes* sp. По мнению А. В. Вахрамеева, перечисленные формы более характерны для отложений среднего и верхнего отделов юры.

Из отложений Чикойской депрессии были изучены также спорово-пыльцевые комплексы, указывающие на верхнеюрский — нижнемеловой возраст толщ. Таким образом, на основании имеющегося материала можно считать, что отложения Чикойской депрессии имеют средне-верхнеюрский возраст. Не исключена возможность присутствия здесь и нижнемеловых осадков.

Даурская зона. Эта зона занимает юго-восточную часть Центрального Забайкалья, окаймляя с запада Агинскую палеозойскую структуру. В ней широко развиты эффузивные, эффузивно-осадочные и нормально-осадочные мезозойские отложения. Эффузивные образования являются фацией глыбовых антиклиналей и развиты в пределах последних или по бортам тектонических впадин, в которых наблюдаются осадочные и эффузивно-осадочные толщи.

Мезозойские отложения на рассматриваемой территории изучались Ю. П. Деньгиным, Б. А. Максимовым (1935а и 1935б), И. П. Атласовым (1930, 1935), А. С. Струговым, Е. П. Бессолицыным, Б. Н. Пушкаревым, А. Е. Дербиной, М. С. Нагибиной (1951), В. В. Старченко (1958), А. Я. Колтуном и др.

В отношении мезозоя Даурской зоны принято следующее стратиграфическое подразделение: нижний и средний отделы юры, представленные толщей конгломератов, песчаников и алевролитов; средний (?) и верхний отделы юры, представленные туфогенно-осадочной букукунской свитой и эффузивно-туфогенной джаргалантуйской (хонин-чулунской) свитой; верхний отдел юры, представленный эффузивной бырцинской свитой, и верхний отдел юры — нижний отдел мела, представленные угленосными нормально-осадочными отложениями (рис. 25).

Отложения нижнего — среднего отделов юрской системы выходят в узких тектонических блоках вдоль осевой части Даурского хребта (водораздел между верховьями р. Чикоя и левыми притоками р. Онона — реками Бальджой, Киркуном и др.). Разрез их изучен плохо. Они сложены разногальечными, преимущественно среднегальечными конгломератами

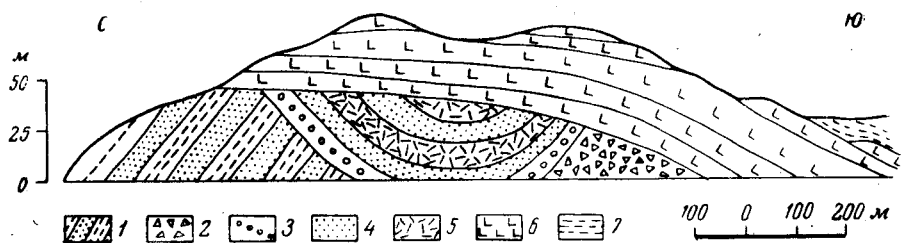


Рис. 25. Соотношение пермских, среднеюрских, верхнеюрских и нижнемеловых отложений Даурской мобильной зоны (зарисовка обнажения по левому борту р. Хатун)

1 — чередование песчаников и сланцев; 2 — тектоническая брекчия. Букукунская свита (J_2): 3 — конгломераты; 4 — песчаники; 5 — туфы, туффиты, аргиллиты с отпечатками флоры. Бырчинская свита (J_3): 6 — миндалякообразные и массивные плагиоклазовые порфиры. Тургинская (мордойская) свита (Cg): 7 — конгломераты, песчаники, аргиллиты, пески, глины, угли

тами, содержащими многочисленную гальку подстилающих средневерхнепалеозойских песчаниково-сланцевых отложений и изредка варисских гранитоидов. Среди конгломератов встречаются горизонты полимиктовых песчаников и алевролитов, приуроченные к верхней части разреза. В алевролитах местами содержатся обильные, но плохой со-

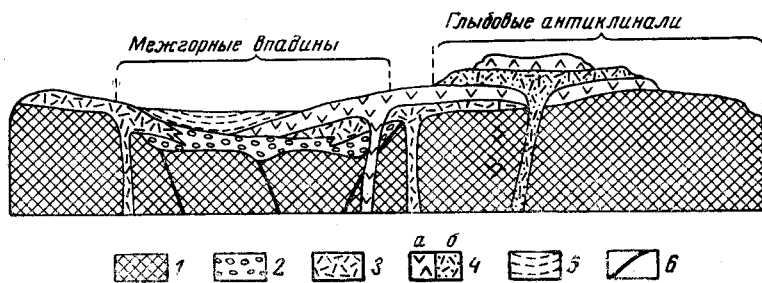


Рис. 26. Схема соотношений осадочных и эффузивных образований среднеюрско-нижнемелового возраста Даурской мобильной зоны

1 — досреднеюрские образования. Букукунская свита: 2 — конгломераты, песчаники, аргиллиты, туфы, липариты, угли. Хонинчулунская свита: 3 — липариты, кварцевые порфиры их туфы и туфолавы. Бырчинская свита: 4 — эффузивы (а — основные, б — кислые, средние). Нижнемеловые угленосные отложения (мордойская, тургинская свиты): 5 — пески, песчаники, сланцы, аргиллиты, конгломераты, угли; 6 — разрывные нарушения

хранности остатки флоры, среди которых В. А. Вахромеевым и А. А. Померанцевой определены следующие формы: *Schizolepis* sp. nov., *Podozamites lanceolatus*, *Sphenobaiera* cf. *longifolia* (Pomel) Fl., *Feildenia* aff. *ensifformis* (Heer) Nath., *Cladophlebis* sp. Указанные отложения значительно дислоцированы, а местами и метаморфизованы, вплоть до образования хиастолитовых роговиков, чем они резко отличаются от

вышележащих эффузивно-туфовых комплексов средней — верхней юры, залегающих практически горизонтально.

По своему характеру ниже-среднеюрские отложения Даурского хребта сходны с одновозрастными толщами приаргунской фации юры Восточного Забайкалья.

Средневерхнеюрские отложения представлены двумя синхроничными свитами — букукунской и джаргалантуйской.

Букукунская свита развита в пределах тектонических депрессий — Алтано-Кыринской, Кулиндинской, Бальджиканской, Ононской и др.

Джаргалантуйская (хонин-чулунская) свита кислых эффузивов и туфов фашиально замещает букукунскую свиту и развита по бортам депрессий — Ононской, Урейской, Аленгуйской и в пределах глыбовых антиклиналей (по левобережью р. Онона).

На рис. 26 приводится принципиальная схема соотношений мезозойских отложений Даурской зоны.

Разрез букукунской свиты у с. Букукун следующий (снизу вверх):

- | | |
|--|---------|
| 1. Базальные конгломераты, фангломераты и осадочные брекчии | 100 м |
| 2. Песчаники аркозовые желто-серого цвета и конгломераты с редкими прослоями темно-серых аргиллитов и туфов тонко чередующиеся между собой | 80 „ |
| 3. Песчаники мелко- и среднезернистые аркозовые и серые, светло-серые и кремовые пепловые туфы и туффиты, чередующиеся между собой . | 30—50 „ |
| Общая мощность разреза 200—250 м. | |

Конгломераты характеризуются большим разнообразием состава и размеров галек (от нескольких сантиметров до 0,5—1 м в диаметре). В состав галек входят граниты, гранодиорит-порфиры, дациты, песчаники и филлиты, реже — другие породы. Конгломераты сцементированы песчаным, глинистым, железистым или туфогенным цементом. Песчаники связаны постепенными переходами с конгломератами и нередко косослоистые. Состав обломков песчаников близок к составу галек в конгломератах. Цемент — кремнистый и глинистый. Аргиллиты — зеленовато-серые, светло-серые тонкоплитчатые породы, местами переполненные растительными остатками. Туфы и туффиты представлены исключительно пелитовыми разностями.

Во всех горизонтах встречаются многочисленные отпечатки растений и окаменелая древесина, из которых были определены: *Equisetacea* sp., *Pinites (Pityophyllum)* cf. *kobukensis* Sew., *Schizolepis mölleri* Sew., *Czekanowskia setacea* Heer, *Leptostrobos laxiflora* Heer, *Schizolepis kryshstofovichi* Pryn., *Czekanowskia* sp., *Pityophyllum* sp., *Equisetites* sp.

Первые три формы найдены А. Михно и, по определению А. Н. Криштофовича (1918), характеризуют среднеюрский возраст отложений. Остальные шесть форм собраны А. Я. Колтуном в 1956 г. и определены А. В. Аксариним, из них четвертая и шестая характерны для средней юры, а седьмая и девятая имеют более юный верхнеюрский облик. Очевидно, время образования букукунской свиты охватывает часть средней и верхнюю юру.

Букукунская свита повсеместно сохраняет постоянный литологический состав при значительном колебании мощности как отдельных горизонтов, так и всей свиты (от 100 м у с. Кыра до 400—500 м у с. Кулинда). В Кулиндинской впадине, кроме пепловых туфов, появляются псаммитовые туфы и покровы липаритов.

В восточной части зоны, по гребню Яблонового хребта, вдоль разломов Ю. П. Деньгиным отмечены небольшие выходы пород букукунской свиты, представленные конгломератами, песчаниками и туффитами с растительными остатками среднеюрского облика. Очевидно здесь наблюдаются реликты депрессии, приподнятой и размытой в результате новейших тектонических движений.

Липариты, их туфы и лавоконгломераты, венчающие разрез в Кулиндинской впадине, в пределах глыбовых антиклиналей и по бортам депрессий имеют самостоятельное развитие, фациально замещая букукунскую свиту, чем и определяется среднеюрский возраст эффузивов. Эти эффузивы выделяют в джаргалантуйскую (хонин-чулунскую) эффузивную свиту, синхроничную букукунской.

Джаргалантуйская (хонин-чулунская) свита развита в северо-восточной части Алтано-Кыринской впадины по правому борту Ононской и Урейской впадин, а также в гольцовой группе Хонин-Чулун. Особенно большое развитие свита получила по бортам Аленгуйской депрессии, где кислые эффузивы слагают значительные площади в пределах хребтов Черского и Даурского.

В составе свиты отмечаются липариты, кварцевые и субщелочные порфиры, фельзиты, обсидианы, туфолавы и туфоконгломераты этих пород. Изредка (в низах разреза) присутствуют песчаники и конгломераты. Формирование джаргалантуйской свиты, начавшееся, возможно, в средней юре, происходило в основном в верхней юре.

В бассейне р. Аленгуя в верхней части свиты намечается переслаивание кислых эффузивов с основными. Последние аналогичны основным эффузивам из верхнеюрской бырцинской свиты.

Эффузивы бырцинской свиты залегают на отложениях букукунской и джаргалантуйской свит и перекрываются нижнемеловыми отложениями (около с. Мордой и с. Кыра, см. рис. 5). В состав свиты входят плагиоклазовые порфириты, андезиты, дациты, трахиты, диабазы, альбитофиры, кварцевые порфиры и другие породы. Эффузивы бырцинской свиты широко развиты в Алтано-Кыринской, Ононской и в меньшей степени — в Аленгуйской депрессиях.

Стратиграфия нормально-осадочных угленосных отложений верхней юры — нижнего мела изучена плохо и не всегда увязывается с региональной стратиграфической схемой, предложенной Г. Г. Мартинсоном. Эти отложения широко развиты в Алтано-Кыринской, Ононской, Урейской и Аленгуйской впадинах.

Алтано-Кыринская депрессия. Угленосные отложения, выполняющие депрессию, в большинстве случаев скрыты под наносами. Разрез этих отложений (изучен Б. Н. Пушкаревым на Мордойском угольном месторождении) следующий:

1. Базальные конгломераты и брекчии	0—60 м
2. <i>Безугольный горизонт</i> : частое переслаивание светло-серых аргиллитов, темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников	9—80 „
3. <i>Продуктивный горизонт</i> : переслаивание светло-серых аргиллитов с разнозернистыми серыми песчаниками и пластами углей	31 „
4. <i>Циреновый горизонт</i> : чередование разнозернистых светло-серых песчаников с темно-серыми аргиллитами, иногда алевролитами. Здесь найдена многочисленная фауна моллюсков, среди которых преобладают <i>Cyrena</i>	51 „
5. <i>Пестрый горизонт</i> : частое переслаивание песчаников, аргиллитов и редко глинистых сланцев	36 „

Из собранных Б. Н. Пушкаревым моллюсков Г. Г. Мартинсоном определены следующие виды: *Lymnocyrena altiformis* (G r a b.), *L. wang-*

shihensis (Grab.), *L. tani* (Grab.), *L. shantungensis* (Grab.), *Valvata transbaicalica* Martins., *V. turgensis* comb. nov., *Lioplax reissi* Ramm., *L. parva* Ramm., *Lioplax* sp., *Gyraulus* cf. *sibiricus* (Dyb.).

Состав фауны наиболее близок к фауне базальных горизонтов рек Витима и Кижинги (верхи улангангинской свиты) и напоминает монгольских ископаемых из нижней части нижнемелового разреза. Местными геологами эта свита именуется тургинской, или мордойской.

Из отложений той же впадины, в районе с. Алтан (образцы Н. И. Тихомирова) в палинологической лаборатории ВСЕГЕИ извлечены споры, характерные для пород верхнеюрского и нижнемелового отделов.

Ононская депрессия. В пределах Ононской депрессии континентальные отложения изучены Е. А. Беляковым в 8 км к западу от с. Нарасун, где по данным бурения составлен следующий разрез (снизу вверх):

1. Конгломераты мелко-среднегалечные, залегающие на верхнеюрских базальтах, переслаивающиеся с гравелитами и песчаниками	27	м
2. Песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, переслаивающиеся между собой. Песчаники преобладают	62	„
3. Конгломераты с маломощными прослоями грубозернистых песчаников	23,5	„
4. Песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с тонкими прослоями конгломератов и гравелитов, переслаивающиеся между собой	36	„
5. Песчаники светло-серые грубослоистые с остатками обуглившихся растений	20	„
6. Аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников темно-серые, плотные	50	„
7. Сланцы песчано-глинистые с линзочками (до 1 см) угля, содержащие фауну гастропод и пелиципод	12	„
8. Песчаники косослоистые и тонкоплитчатые аргиллиты	5,5	„
9. Песчаники светло-серые плотные разнозернистые с фауной гастропод и пелиципод	3	„
10. Аргиллиты и песчано-глинистые сланцы	21	„
Суммарная мощность разреза 260 м.		

В других пунктах Ононской депрессии около с. Нарасун скважинами вскрыты битуминозные сланцы мощностью до 4,5 м, а около с. Мангут — горизонты песчаников, пропитанные битумами. Кроме того вскрыты тонкие прослой (0,5 м) доломитов и карбонатных песчаников. По данным электроразведки, мощность отложений в Ононской депрессии превышает 500 м.

Фауна, отобранная из скважин, изучалась Ч. М. Колесниковым, который определил: *Valvata transbaicaliensis* Mart., *Lymnocyrena seleniginensis* Mart., *Pseudoestheria* sp. indet., *Valvata* cf. *transbaicaliensis* Mart. и другие, характеризующие нижние горизонты нижнего мела (валанжин—готерив, улангангинская? свита).

Урейская депрессия. Эта депрессия расположена в верховьях одноименной реки. Угленосные отложения сходны с отложениями Алтано-Кыринской впадины и представлены слабо сцементированными песчаниками, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами и аргиллитами, встречен пласт угля мощностью 2,4 м. Угленосные отложения полого залегают на кварцевых порфирах джаргалантуйской свиты, возраст их считается верхнеюрским — нижнемеловым.

Аленгуйская депрессия. Эта депрессия расположена вдоль долины р. Аленгуй (Оленгуя) — правого притока р. Ингоды. Угленосные отложения образуют здесь ряд изолированных выходов по р. Аршанке (у сел Аленгуй, Верхний Нарым и Елизаветино). Впадина имеет северо-восточное простирание. Восточный борт впадины часто ограничен тек-

тоническими нарушениями; по западному борту намечается стратиграфическое налегание угленосных отложений на более древние (палеозойские и мезозойские граниты, верхнеюрские эффузивы).

У с. Аленгуй скважиной пройдены верхние горизонты угленосных отложений, полная мощность которых достигает, по данным геофизических исследований, 900 м. Вскрытый разрез представлен перемежающимися без видимой закономерности пластами песчаников, алевролитов, глин, буроугольного и мелкого галечных конгломератов, мощности которых колеблются от 0,5 до 7 м. Из алевролитов и глин выделен богатый комплекс спор, указывающий на нижнемеловой возраст отложений. У с. Верхний Нарын, по Е. П. Бессолицыну, разрез нижнемеловых отложений следующий (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Грубозернистые песчаники, переходящие в конгломераты. Мощность не установлена. | |
| 2. Сланцы тонкоплитчатые, слегка битуминозные с остатками растений | 50 м |
| 3. Песчаники крупно- и мелкозернистые аркозовые, переслаивающиеся между собой | 150 „ |

Восточнее, у с. Елизаветино, в низовьях рч. Семен и Букатор на площади 35 км² развиты конгломераты, дресвяники и глинистые сланцы, выполняющие пологую котловину. Разрез и мощность отложений не выяснены. Из этих отложений (падь Семен) Е. П. Бессолицыным были собраны остатки растений, определенные В. Д. Принадой, как: *Scleropteris* sp., *Coniopteris turaica* Prun., *Sphenopteris* sp., *Equisetites oregonensis* Feut., *Pityospermum turgense* Prun., *Pityophyllum* sp., характеризующие юрский — нижнемеловой возраст осадков. В устье р. Аленгуй у с. Александровское расположена еще одна депрессия, выполненная отложениями нижнего мела. Разрез, вскрытый скважиной на глубину до 150 м (у ст. Новая), следующий (сверху вниз):

- | | |
|--|------|
| 1. Песчаники с железистым цементом | 10 м |
| 2. Алевролиты слоистые с прослоями песчаников | 6 „ |
| 3. Песчаники с железистым цементом | 9 „ |
| 4. Алевролиты окремненные | 10 „ |
| 5. Песчаники с карбонатным цементом | 39 „ |
| 6. Алевролиты окремненные с прослоями песчаников | 7 „ |
| 7. Песчаники с известковистым цементом | 69 „ |

Несколько восточнее, у ст. Маккавеево, вдоль выемки железной дороги наблюдается аналогичный разрез переслаивающихся песчаников и алевролитов с пачками гравийно-галечных конгломератов общей мощностью свыше 130 м. Здесь И. Н. Фоминым и В. И. Лашмановым были собраны остатки фауны, среди которых Ч. М. Колесников определил *Lymnocyrena* aff. *ovalis* (Ramm.), *Lymnocyrena* cf. *selenginensis* Mart., *L. elongata* Mart., *Leptissthes elongatus* (Ramm.), характеризующие, по его мнению, верхи улангангинской свиты (верхняя юра — нижний мел).

У ст. Дарасун континентальные отложения выполняют Тыргетуй-Жимберинскую депрессию. Разрезы их представлены чередованием пластов разной мощности (от 0,5 до 5 м) песчаников, песков, глин, алевролитов с прослоями бурых углей. Здесь были собраны растения, характерные для юры — нижнего мела. Спорово-пыльцевые комплексы также характеризуют нижнемеловой возраст отложений.

Восточное Забайкалье

Стратиграфически выше вулканогенно-обломочных свит верхней юры здесь залегают осадки нижнемелового возраста. Они приурочены к отдельным разобщенным депрессиям, как правило, представляющих собой пониженные участки в современном рельефе. Форма, размеры, тектоническая структура нижнемеловых депрессий и характер выполняющих их отложений позволяют выделить в Восточном Забайкалье две нижнемеловые структурно-фациальные зоны: краевую и центральную.

Краевая структурно-фациальная зона

Эта зона располагается по периферии мезозойской геосинклинали и характеризуется широким развитием нижнемеловых отложений, представленных угленосной формацией. Депрессии этой зоны имеют крупные размеры (сотни километров в длину) и резко вытянутую форму. Как правило, они являются грабенами. Отложения, выполняющие их, значительны по мощности, которая местами превышает 1,5 км.

Нижнемеловые отложения краевой структурно-фациальной зоны распространены в Аргунской, Западно- и Восточно-Урулюнгульской, Тургино-Харанорской и Шилкинской депрессиях и представлены угленосной формацией, которая подразделяется на четыре свиты (снизу вверх): березовскую, кутинскую, аргунскую и нерчинскую.

Березовская свита залегает в основании угленосной формации и перекрывает с резким угловым несогласием все доверхнемезозойские отложения, включая и вулканогенно-обломочную свиту верхней юры. Отложения этой свиты имеют ограниченное распространение. Обнажаются они в Аргунской депрессии (в районе Березовского железорудного месторождения), в Западно-Урулюнгульской и Тургино-Харанорской депрессиях. Кроме того, к березовской свите, по-видимому, относятся нижнемеловые отложения, обнажающиеся по левобережью р. Она (к западу от ст. Оловянной).

Наиболее детально образования этой свиты изучены в Аргунской депрессии, в районе Березовского железорудного месторождения. Здесь они подразделяются на две толщи: конгломератовую и алевролитовую, представляющие собой разновозрастные фации (рис. 27).

Конгломератовая толща развита вдоль западного, сравнительно пологого борта депрессии. У восточного же борта, круто обрывающегося по крупному сбросу, наблюдаются только незначительные по площади ее выходы. Сложена она конгломерато-брекчиями с редкими маломощными прослоями гравелитов и песчанистых глин. Конгломерато-брекчии состоят из плохо окатанных галек размером от нескольких миллиметров до 3—5 и реже 10—15 см в поперечнике. На отдельных участках в конгломератовой толще встречаются глыбы размером до 1—2, а иногда 5—8 м в поперечнике. Обломки в конгломератовой толще представлены подстилающими породами, цементом в них служит мелкообломочный материал, состав которого аналогичен составу галек.

На Березовском месторождении цемент конгломерато-брекчий, а в некоторых случаях и гальки, иногда замещен сидеритом или лимонитом. На участках, где это замещение проявляется наиболее интенсивно, образуются крупные (до 3 км по простиранию) пластообразные залежи железных руд.

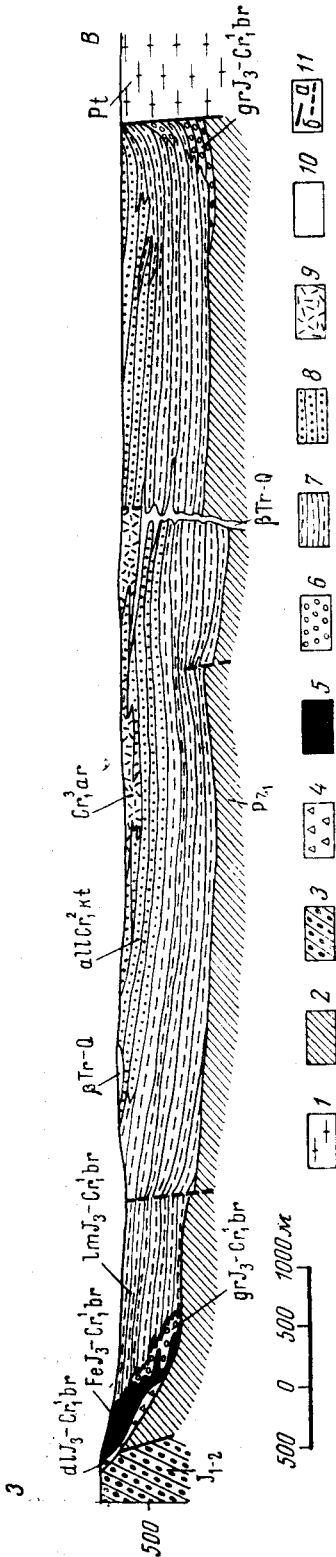


Рис. 27. Поперечный геологический разрез Аргунской депрессии в районе Березовского месторождения железорудного месторождения в районе Березовского месторождения известняки и сланцы; 3—нижне-среднеюрские конгломераты и песчаники.

I. Породы донжелемелового фундамента: 1 — протерозойские метаморфические сланцы и гнейсы; 2—нижнепалеозойские известняки и сланцы; 3—нижне-среднеюрские конгломераты и песчаники.

II. Отложения нижнего мела. Березовская свита. А. Конгломератная толща: 4—алевральные фации (глинистые брекчии); 5—железные руды; 6—конгломерато-брекчии. В. Алевритовая толща: 7—тонкослоистые алевриты, Кургинская свита. 8—конгломераты, гравелисты и песчаники с линзами алевритов. Аргунская свита: 9—туфы лиаритов, туфоланы, липариты, туфогиллы и туфогиллы; 10—силлы и дайки трещинно-четвертичных андезитов, андезито-базальтов и базальтов; 11—разрывные нарушения; а) предполагаемые б) установленные

В прибортовой части депрессии мощность конгломератовой толщи достигает 320 м, к центру ее в конгломерато-брекчиях появляется большое количество прослоев алевролитов, и сравнительно на коротком отрезке (1—1,5 км) грубообломочные породы, фациально замещаясь тонкозернистыми, полностью выклиниваются. Смена фаций иногда настолько резкая, что граница конгломерато-брекчии и алевролитов почти вертикальна. В направлении простираения депрессии мощность толщи также сильно меняется, понижаясь местами до нескольких метров. На отдельных участках верхние слои конгломерато-брекчии полностью замещены тонкозернистыми породами, и тогда на донжелемеловом фундаменте непосредственно залегают алевриты.

Алевритовая толща имеет значительно более широкое распространение, чем конгломератовая. Состоит она главным образом из алевролитов с маломощными прослоями тонкозернистых песчаников и аргиллитов. Все эти породы хорошо отсортированы и имеют четкую тонкую горизонтальную слоистость. А. А. Сиротенко указывает, что разрез алевритовой толщи характеризуется однообразным комплексом спор и пыльцы, в котором преобладает пыльца древних представителей семейства Pinaceae и постоянно присутствует пыльца гинкговых и цикадофитов. Споры папоротников и плауновых имеют подчиненное значение. По заключению А. А. Сиротенко, этот комплекс позволяет отнести отложения, заключающие его, к верхней юре — валанжину. Мощность березовской свиты в районе Березовского месторождения 500—700 м.

В Западно-Урулюнгуийской депрессии отложения березовской

свиты слагают ее северо-восточную часть. В составе свиты здесь также выделяются конгломератовая и алевролитовая толщи. Конгломератовая толща прослеживается узкой полосой вдоль северо-западного борта депрессии от с. Васильевский Хутор до пади Нарын и представлена конгломерато-брекчиями, фангломератами и грубозернистыми песчаниками.

Непосредственно у борта депрессии (в районе пади Нарын) наибольшее развитие имеют фангломераты, состоящие из крупных глыб, щебенки, галек, дресвы, сцементированных песчано-глинистым цементом. Окатанность и сортировка обломочного материала очень слабые, иногда наблюдается грубая неясная линзовидная слоистость. К осевой части депрессии фангломераты сменяются средне-мелкогалечными конгломератами с линзами грубозернистых песчаников и песчанистых глин и наконец замещаются породами алевролитовой толщи.

У с. Васильевский Хутор конгломератовая толща представлена конгломератами, среди которых И. Г. Рутштейн выделяет две разновидности, отличающиеся составом цемента: в первой — цемент мелкообломочный или карбонатный, во второй — железистый. Конгломераты первой разновидности имеют значительно более широкое распространение и состоят из хорошо окатанных галек кварца порфиринов, кремнистых пород, реже глинистых сланцев и гранитов. Мелкообломочный или карбонатный цемент содержится в небольшом количестве. Железистые конгломераты состоят из мелких (несколько миллиметров) в различной степени окатанных галек кварца и других пород. Цемент в некоторых разностях составляет около 50% объема породы и представлен мелкопористым лимонитом. Наличие железистых конгломератов представляет интерес, так как эти породы являются результатом проявления железорудных фаций, широко распространенных в районе Березовского месторождения.

Алевролитовая толща здесь развита также значительно шире конгломератовой и представлена серыми и темно-серыми алевролитами и аргиллитами с тонкими прослоями мелкозернистого песчаника. Породы обладают четкой тонкой горизонтальной слоистостью и отличаются от аналогичных отложений, развитых в районе Березовского месторождения, только более темной окраской.

В верхних горизонтах алевролитовой толщи И. Г. Рутштейном были собраны многочисленные остатки остракод, филлипод и пелиципод, среди которых Г. Г. Мартинсоном была определена *Probaicalia gerasimovi* Re is., характерная для отложений нижнего мела. Кроме того, в различных породах северо-восточной части депрессии Д. С. Соколовым и другими геологами были обнаружены остатки фауны, из которых определены: *Estheria middendorffii* Jones, *Lycoptera middendorffii* Müll., *Bardiocypris* cf. *celtiformis* Harp. et Sutt., *Bardiocypris* cf. *morrisonensis* var. *aqualis* Harp. et Sutt., *Bothocypris* sp., *Metacypris* sp., *Metacypris* cf. *hasapensis* Both., *Jeioocypris* sp. и флора: *Pityophyllum angustissimum* Pryn., *Pityophyllum* sp., *P. nordenskioldii* H., *Feitdemia* sp., *Egnesetites* sp., *Ginkgo* sp., *Sphenopteris urulunguensis* sp. nov., *Podozamites* sp. (определения флоры производил В. Д. Принада). Как фауна, так и флора указывают на нижнемеловой возраст пород. Спорово-пыльцевой комплекс алевролитовой толщи характеризуется преобладанием пыльцы хвойных семейства Pinaceae, значительным содержанием *Ginkgo* и подчиненным значением спор папоротников и плаунов. По заключению А. А. Сиротенко, этот спорово-пыльцевой ком-

плекс характерен для валанжина. Мощность нижнемеловых отложений в описываемом районе не установлена. По данным геофизических исследований, она превышает 800 м.

В юго-западной части описываемой депрессии отложения, аналогичные березовской свите, вскрыты в нижней части разреза угленосной формации. По данным Д. С. Соколова, они представлены «переслаивающимися и фациально замещающими друг друга слоями конгломератов, песчаников и глинистых сланцев...» (по-видимому, тонкослоистых алевролитов и аргиллитов).

Из собранной в различных пунктах в глинистых сланцах фауны и флоры были определены следующие формы: *Estheria middendorffii* Jones., *Cyrena* sp., *Lycoptera middendorffii* Müll., *Ephemeropsis trisetalis* Eichw., *Pityophyllum* sp. Мощность описанной толщи Д. С. Соколов (1938, 1940) определяет в 150 м.

В Тургино-Харанорской депрессии березовская свита распространена на большой площади в северной ее части, а на юге она перекрывается угленосными отложениями кутинской свиты. Отдельные выходы пород свиты, обнажающиеся из-под мощного плаща кайнозойских отложений, были описаны еще А. Ф. Миддендорфом (1860), обнаружившим в них большое количество фауны филопод и рыб. Позднее эти же обнажения изучались А. П. Герасимовым и С. А. Музылевым (19326).

С. А. Музылевым (19326) в Тургинской депрессии были выделены две свиты: нижняя — хонхарнорская и верхняя — тургинская. Хонхарнорская свита представлена конгломератами и песчаниками; тургинская — сложена «бумажными» битуминозными сланцами с многочисленными остатками низших ракообразных, насекомых и рыб. Исследования северной части Тургино-Харанорской депрессии, проведенные в последние годы И. Г. Рутштейном и сопровождавшиеся бурением скважин, позволяют сделать выводы, что обе свиты С. А. Музылева тождественны березовской свите.

И. Г. Рутштейном описан следующий разрез: в основании нижнемеловых отложений залегает горизонт мелко-среднегалечных и гравийных конгломератов мощностью от 4—5 до 10—15 м. Вверх по разрезу конгломераты замещаются гравелитами, грубозернистыми галечными песчаниками и песчанистыми алевролитами. На этих породах, а иногда непосредственно на конгломератах залегает толща аргиллитов и алевролитов с четкой, параллельной, правильной, прямой, чрезвычайно тонкой горизонтальной слоистостью.

По реке Турге (ниже устья р. Бырки), на левом берегу р. Бырки и близ г. Цаган-Ундур в основании толщи залегают «тургинские сланцы», представляющие собой обогащенные битумами тонкослоистые аргиллиты, которые легко раскалываются по слоистости на тончайшие пластинки и загорают от спички слабым коптящим пламенем. Благодаря этим свойствам битуминозные аргиллиты получили название «бумажных», или «горючих» сланцев. Они (по А. И. Кутукову) содержат 10,2% летучих на сухой остаток, дают 0,68% выхода битумов и имеют теплотворную способность 5768 кал.

Мощность «тургинских сланцев», по данным буровых и геофизических работ, А. И. Кутуков оценивает в 50 м.

По данным И. Г. Рутштейна, в тонкослоистых аргиллитах содержится фауна: *Lycoptera middendorffii* Müll. (определения Д. В. Обручева), *Ephemeropsis trisetalis* Eichw. (определение О. М. Мартыно-

вой), *Euestheria (Bairdestheria) middendorffii* cf. *intermedia* Kob., *Bairdestheria orientalis* (Eichw.), *Euestheria* aff. *varibilis* Nov., *Estherites middendorffii* var. *subelongata* Kob. (определения В. С. Заспеловой), *Viviparus* sp., *Lioplax reissi* Ram. (определение Ч. М. Колесникова).

По заключению Ч. М. Колесникова, «комплекс филлипод указывает на возраст в пределах от самых нижних горизонтов нижнего мела до самых верхних горизонтов верхней юры. Данные по насекомым и рыбам согласуются с этим выводом о возрасте».

Кроме указанной фауны, О. М. Рейсом (1910) из этих же отложений определены: *Stichopterus woodwardi* Reis., *Ichthyolithes (Chondrosteorum) nudus* Reis., *Ichthyolithes (Crossopterygiorum) asiaticus* Reis., *Ephemeropsis orientalis* Eichw., *Phryganidarum* gen. sp.

Н. И. Новожиловым определены: *Bairdestheria (?) takechensis* Kob. et Kus.

По заключению Г. Г. Мартинсона, фауна очень сходна с фауной цаган-цабской свиты Монголии. В спорово-пыльцевом спектре березовской свиты в северной части Тургино-Харанорской депрессии преобладает пыльца хвойных. Споры принадлежат папоротникам и плауновым. Спорово-пыльцевой комплекс, по мнению В. Т. Станишевской, характерен для интервала от низов валанжина до валанжина—готерива.

Мощность березовской свиты в северной части Тургино-Харанорской депрессии, по данным И. Г. Рутштейна, не превышает первых сотен метров, а в южном направлении она увеличивается. В южной части Тургино-Харанорской депрессии, в районе Харанорского бурогольного месторождения к этой свите, вероятно, относятся нижние горизонты угленосной формации, описанные Т. В. Стасюкевич по керну скважин под названием тургинской толщи.

Тургинская толща, по данным этого геолога, представлена переслаиванием аргиллитов и алевролитов с маломощными прослоями тонкозернистых песчаников; в верхних ее горизонтах появляются прослои конгломератов и обломки бурых углей. Толща характеризуется почти полным отсутствием грубообломочных пород и широким развитием в ней однообразных аргиллитов с тонкой прямой правильной горизонтальной слоистостью.

Мощность березовской свиты в районе Харанорского месторождения не установлена; геофизические исследования позволяют предположить, что она достигает 800—1000 м.

Отложения березовской свиты, аналогичные развитым в бассейне р. Турги, распространены в Агинском аймаке, по левобережью р. Онона, к западу от ст. Оловянной. Из этих отложений Е. С. Раммельмеер (1940) определила: *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *Lioplax reissi* Ram.

Кроме того, были найдены остатки *Lycoptera* и остракоды, представленные, по определению М. И. Мандельштама, *Cypris daurica*, *C. major*, *C. favosa*, *C. dimorpha*.

Кутинская свита распространена значительно шире березовской. Обнажается она на всем протяжении Аргунской, Восточно-Урулюнгуйской и Шилкинской депрессий, кроме того, ею сложена юго-западная часть Западно-Урулюнгуйской и южная часть Тургино-Харанорской депрессий. По-видимому, к кутинской же свите относятся угленосные отложения по пади Алкучанский Говин.

Кутинская свита залегает согласно на березовской, причем в переходных горизонтах обычно наблюдается сложное переплетение фаций, характерных для обеих свит. В ряде мест она трансгрессивно залегает непосредственно на доверхнемезозойских отложениях. Литологический состав свиты разнообразен, но комплекс пород, характерный для нее, более или менее одинаков во всех депрессиях краевой структурно-фациальной зоны.

В Аргунской депрессии (рис. 28) отложения кутинской свиты протягиваются почти непрерывной полосой от широты с. Иля-Записина (на севере) до государственной границы (на юге), и уходит далее за пределы Советского Союза.

При движении с севера на юг вдоль Аргунской депрессии наблюдается закономерное изменение состава пород кутинской свиты. В северной части депрессии кутинская свита с угловым несогласием залегает на доверхнемезозойских отложениях и состоит из чередующихся мощных слоев конгломератов с менее мощными слоями гравелитов и песчаников с тонкими прослоями песчаных алевролитов. Конгломераты характеризуются различным размером галек и степенью их окатанности. Песчаники часто мелкозернистые и содержат отдельные гальки, в некоторых слоях песчаников наблюдается параллельная однонаправленная косая слоистость.

В районе с. Олочи в отложениях кутинской свиты развиты угленосные осадки. Разрез их изучен И. Г. Рутштейном при разведке Олочинского бурого угольного месторождения. Он представлен переслаиванием аргиллитов, песчаников, глинистых и углистых сланцев с прослоями конгломератов, спилитизированных диабазов и маломощных пластов высокозольных бурых углей.

В верхней части разреза кутинской свиты в этом районе партией Г. И. Князева собраны растительные остатки, среди которых В. А. Владимирович определил: *Taxocladus sutschanensis* Ргун., *Onychiopsis* sp., *Equisetites ushomarensis* Воп., *E. collieri* Know., *Stenotrachis* sp., *Pinites* sp. (присутствие представителей рода *Onychiopsis* и *Taxocladus sutschanensis* Ргун., по заключению В. А. Владимирович, дает возможность предположить нижнемеловой возраст отложений или самые верхи юры).

В районе Березовского месторождения кутинская свита залегает на березовской свите (см. рис. 28). Наиболее широкое распространение в ней имеют гравелиты, конгломераты и грубозернистые песчаники, в значительно меньшем количестве встречаются мелкозернистые песчаники и алевритовые глины, содержащие маломощные быстро выклинивающиеся прослой бурого угля (Чалбучинское месторождение). В верхних горизонтах свиты широко распространены туфогенные породы.

Конгломераты представляют собой слабо сцементированные глинистым материалом светло-серые, белесые породы. Галька в них имеет размеры от нескольких миллиметров до 15—20 см, степень их окатанности разнообразная: в одном и том же слое наблюдаются и хорошо окатанные гальки и угловатые обломки.

Гальки состоят как из местных пород, главным образом метаморфических и интрузивных, так и из неизвестных в районе порфиринов и туфов, очевидно, верхнеюрского возраста. Гравелиты и грубозернистые песчаники по составу обломочного материала близки к конгломератам. Степень окатанности гравийных зерен обычно более низкая, чем круп-

ных галек. Песчанистые глины и алевролиты наблюдаются в виде маломощных прослоев и представляют собой неплотные, слабо отсортированные породы. Цвет их зависит от содержания органического вещества, количество которого иногда настолько велико, что порода переходит в бурые угли с высокой зольностью.

Толща описанных пород характеризуется грубой четкой горизонтальной слоистостью. В песчаниках и гравелитах наблюдается косая (чаще всего в одном направлении), параллельная, прямая, реже — перекрестная слоистость.

В спорово-пыльцевом спектре кутинской свиты в районе Березовского месторождения, по заключению Г. А. Орловой-Турчиной, споры и пыльца встречаются в равных количествах. В споровом спектре основная роль принадлежит: *Osmunda* (29%), *Coniopteris* (15%), *Gleichenia* (8%), *Cibotium* (7%), *Lygodium* (6%), *Selaginella* (5%), *Salvinia* (3%), *Matoria* (3%), *Mohria* (2%), в пыльце — *Coniferae* (36%) и *Ginkgo* (25%); в подчиненном количестве наблюдается пыльца *Podozamites* (18%), *Cupressacites* (6%), а также крупные примитивного строения формы *Picea* sp.

По заключению Г. А. Орловой-Турчиной, этот комплекс спор и пыльцы по сравнению с выделенными М. А. Седовой спорово-пыльцевыми комплексами нижнего мела Забайкалья скорее всего, можно отнести к готерив—баррему.

В песчаниках, обнажающихся по пади Серебрянка, Г. Б. Митичем была собрана флора, из которой В. Д. Принада определил следующие формы: *Sphenopteris* sp. indet. (ex gr. *angychiopsis*), *Equisetites* sp., *Czekanowskia setacea* Heer, *Podiophyllum* sp., *Schizolepis cuneata* sp. nov., *Pityolepis* sp.

По заключению В. Д. Принады, эти формы характерны для нижне-мелового—тургинского комплекса флоры.

Мощность кутинской свиты в районе Березовского месторождения изменчива, максимальное ее значение, по-видимому, 300—350 м.

Между Березовским месторождением и поселком Новый Цурухайтуй кутинская свита на большой площади перекрыта неогеново-четвертичными андезито-базальтами. Судя по отдельным обнажениям, можно заключить, что в ее составе преобладают косослоистые песчаники и мелко-среднегалечные конгломераты. Южнее поселка Новый Цурухайтуй состав кутинской свиты быстро меняется: в ее разрезе резко возрастает роль алевропелитовых пород и бурых углей, грубообломочные же породы имеют второстепенное значение.

Грубообломочные породы наблюдаются главным образом в при-бортовых частях депрессии, представлены средне-мелкогалечными конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками и характеризуются различной окатанностью обломочного материала и неясной горизонтальной или косой слоистостью. При движении к центральным частям депрессии грубообломочные породы фациально замещаются тонкозернистыми отложениями угленосной толщи.

Верхние горизонты угленосной толщи, содержащие большое количество угольных пластов рабочей мощности, распространены не повсеместно и наблюдаются только в разобщенных мульдах, прослеживающихся на различном расстоянии друг от друга. Наиболее полный разрез угленосной толщи установлен на Кутинском буроугольном месторождении. В составе толщи В. Е. Анферов выделяет следующие горизонты (сверху вниз):

1. Горизонт мощных угольных пластов мощностью 340—360 м.
2. Горизонт маломощных (0,5—1,6 м) угольных пластов мощностью 240 м.
3. Безугольный горизонт мощностью 150—200 м.

Два верхних горизонта отличаются друг от друга по степени угленасыщенности; в первом встречен 31 пласт бурого угля мощностью от 0,3 до 22 м, во втором — 20 пластов, а мощность их колеблется от 0,4 до 1,6 м. Оба горизонта сложены переслаивающимися и быстро замещающими друг друга по простираанию и падению алевролитами, аргиллитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, углистыми алевролитами и аргиллитами. Изредка отмечаются маломощные линзовидные прослои гравелитов и конгломератов. Характерным является присутствие среди этих пород прослоев скрытокристаллических сидеритов или сидеритизированных песчаников и алевролитов, мощность прослоев 0,1—0,3 м и лишь иногда достигает 0,5—0,7 м.

Все перечисленные породы характеризуются отсутствием четкой правильной горизонтальной слоистости. В большинстве тонкозернистых пород наблюдается неясная штриховатая горизонтальная или волнистая слоистость, в песчаниках же часто встречаются различные типы косой слоистости.

Безугольный горизонт изучен слабо; судя по единичным скважинам, вскрывшим его верхнюю часть, можно заключить, что в этом горизонте более широко, чем в вышележащих, развиты песчаники и конгломераты.

Из собранной в горизонте мощных угольных пластов фауны Ч. М. Колесниковым были определены: *Limnocyrena* cf. *wiljuica* Mart., *L. elongata* (Ramm., Mart.), *Unio* cf. *obrutschewii* Mart.

Фауна, обнаруженная в горизонте маломощных угольных пластов и в верхней части безугольного горизонта, определена Ч. М. Колесниковым как *Arguniella sibirica* Ch.-Kob. sp. nov., *A. ventricosa* Ch.-Kob. sp. nov., *A. quadrata* (Mart.), *Unio* sp.

По заключению Ч. М. Колесникова, комплекс фауны из горизонта мощных угольных пластов характерен для нижнего мела Восточной Азии. Большая же часть видов, определенных из нижних горизонтов кутинской свиты, известна из верхнеюрских отложений верхнего течения р. Амура и Монголии.

Из флоры, собранной в описанных отложениях, Н. Д. Васильевской определены: *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *Pityophyllum* cf. *lindstroemi* Nath., *Equisetites* sp.

По заключению Н. Д. Васильевской, эти формы очень близки к нижнемеловым. Спорово-пыльцевые спектры всех трех горизонтов кутинской свиты в описанном разрезе, по мнению М. А. Седовой, относятся к одному спорово-пыльцевому комплексу, близкому (предположительно) к готерив-барремскому спорово-пыльцевому комплексу Арбагара, Халбона и Западной Сибири. На основании этого сопоставления М. А. Седова приходит к выводу о готерив-барремском возрасте угленосных отложений Кутинского месторождения. А. А. Сиротенко, детально изучивший спорово-пыльцевые спектры угленосной толщи Кутинского месторождения, пришел к выводу о том, что комплекс спор и пыльцы, характеризующий эту толщу, отличен от готерив-барремского комплекса Арбагара и Халбона, и что будучи, бесспорно, меловым, он не позволяет пока сделать более точного заключения о возрасте толщи.

На юго-запад от Кутинского месторождения до государственной границы СССР характер разреза кутинской свиты в основном не меняется. В. Е. Анферов отмечает только, что в этом направлении в месторождениях заметно понижается зольность бурых углей и повышается степень их углефикации.

В Восточно-Урулюнгуйской депрессии отложения кутинской свиты наиболее полно изучены в районе сел Урулюнгуй и Усть-Тасуркай, где под руководством И. Г. Рутштейна производились поисковые работы на бурые угли, сопровождавшиеся бурением скважин. Здесь в прибортовой части депрессии на палеозойских аляскитовых гранитах залегают конгломераты, состоящие из слабо окатанных галек и мелких валунов тех же гранитов, реже кварца, кварцита и кристаллического известняка. Гальки скреплены то плотным, то рыхлым песчано-глинистым материалом. Выше наблюдается переслаивание серых разнородных песчаников, песчаных глин и галечников. Цемент в песчаниках глинистый или карбонатный со значительной примесью пеплового материала. Верхняя часть разреза сложена серыми и темно-серыми плотными аргиллитами, местами содержащими мелкие обугленные растительные остатки.

С переходом к осевой части депрессии в разрезе кутинской свиты роль грубообломочных пород заметно понижается, и преобладающее значение получают серые, темно-серые и почти черные слабоуглистые и углистые аргиллиты, содержащие обугленные остатки растений и редкие тонкие прослои полимиктовых песчаников и мелкогалечных конгломератов с обильным песчаным цементом.

Близ с. Усть-Тасуркай непосредственно на палеозойских породах, по данным И. Г. Рутштейна, залегают угленосные отложения, разрез которых начинается горизонтом базальных конгломератов. Выше располагаются песчаники с тонкими прослоями бурого угля.

Юго-западная часть Восточно-Урулюнгуйской депрессии исследована значительно хуже, однако, судя по единичным скважинам, характер описанного выше разреза в общем сохраняется. И. К. Купалов-Ярополк отмечает, что и в прибортовой части депрессии развиты преимущественно конгломераты с подчиненными прослоями песчаников. В осевой части депрессии конгломераты не обнаружены, и нижнемеловые отложения представлены глинистыми песчаниками с прослоями песчаных и гравелистых глин.

Мощность кутинской свиты точно не установлена. И. Г. Рутштейн считает, что в северной части депрессии она не превышает 100—150 м, в южной же, по данным И. К. Купалова-Ярополка, мощность достигает 400 м.

В Западно-Урулюнгуйской депрессии кутинская свита распространена только в ее юго-западной части и представлена угленосной толщей, которая, по данным Д. С. Соколова, состоит из переслаивающихся иловатых сажистых и местами песчаных глин, желто-серых песков, рыхлых конгломератов и малочисленных нерабочих пропластков бурого угля. Иногда в глинах встречаются линзы сидерита. Мощность угленосной толщи (по Д. С. Соколову) составляет 250—300 м.

В южной части Тургино-Харанорской депрессии кутинская свита перекрывает березовскую и трансгрессивно залегает на породах до-нижнемелового фундамента. В районе Харанорского буроугольного месторождения свита представлена в центральных частях депрессии угленосной толщей и в прибортовых — конгломератовой.

В. Ф. Королев угленосную толщу подразделяет на три горизонта (сверху вниз):

1. Горизонт угольных пластов рабочей мощности.
2. Горизонт угольных пластов нерабочей мощности.
3. Безугольный горизонт.

Горизонт угольных пластов рабочей мощности состоит из переслаивающихся невыдержанных по простиранию и фашиально замещающих друг друга слоев алевролитов, песчанистых алевролитов, глинистых, разнозернистых и гравелистых песчаников с линзами грубозернистых песков, прослоями углистых аргиллитов и мощными пластами бурого угля. Мощность горизонта 180 м.

Горизонт угольных пластов нерабочей мощности представляет собой чередование тонких линзовидных слоев темно-серых слюдястых алевролитов, аргиллитов и песчаников, среди которых наблюдаются маломощные прослои углистых аргиллитов и бурых углей. Мощность горизонта 106 м.

Безугольный горизонт состоит из плотных серых и темно-серых алевролитов с прослоями песчаников и аргиллитов. Мощность его точно не установлена.

Слоистость пород в описанном разрезе обычно неясная, прерывистая, волнистая, линзовидная, реже прямая, горизонтальная. В крайних частях депрессии эти породы сменяются слабо сцементированными галечными песчаниками и мелкогалечными конгломератами конгломератовой толщи.

В угленосной толще кутинской свиты из собранной фауны Ч. М. Колесниковым определены: *Viviparus cf. robustus* Mart., *Viviparus cf. andreae* (Ramm.), *Bithynia cf. menquinensis* Grab., *Micromelania* sp., *Hydrobia* sp., *Radix* sp., *Galba* sp., *Unio* sp., *Arguniella cf. sibirica* sp. nov., *Arguniella* sp., *A. angulata* sp. nov., *A. antriosa* sp. nov., *Arguniella aff. sibirica* sp. nov.

Мощность кутинской свиты в Тургино-Харанорской депрессии изменчива и достигает, по данным различных исследователей, 500—700 м. Отложения кутинской свиты в Шилкинской депрессии сохранились в разобщенных и различных по величине впадинах. В Арбагаро-Холбонской впадине ее отложения выполняют две брахисинклинальные мульды.

Г. Г. Мартинсон приводит следующий разрез кутинской свиты (сверху вниз):

Верхний угленосный горизонт отличается преобладанием косослоистых песчаников и богатой угленасыщенностью (более 17 рабочих пластов). Алевролиты и аргиллиты горизонта характеризуются лучшей отсортированностью материала и меньшей загрязненностью грубой фракцией. Флора, определенная В. А. Вахрамеевым, состоит из *Czekanowskia rigida* Heer, *Pityophyllum starostini* Schimp., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.), *Cladophlebis* sp., *Coniopteris* sp. Фауна в этом горизонте представлена очень слабо. Г. Г. Мартинсоном определены отдельные фрагменты раковин: *Lioplax* sp., *Limnocyrena cf. tani* (Grab.). Мощность горизонта 160 м.

Промежуточный безугольный горизонт отличается преобладанием алевролитов с подчиненным развитием песчаников.

В светлых алевролитах Г. Г. Мартинсоном определены: *Limnocyrena tani* (Grab.), *L. sibirica* (Ramm.), *Limnocyrena* sp., *Valvata*

turgensis comb. nov., *Galba obrutschewii* (Reis); встречаются остракоды — *Lycopteroocypris* sp. и чешуя рыб.

Растительные остатки, по определению В. Д. Принады, представлены следующими видами: *Podozamites* sp. (cf. *eichwaldii* Schimp.), *Ginkgo punctata* Pryn., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Natch., *Carpolitus cinctus* Nath., *Carpolitus* sp. Мощность горизонта 190—210 м.

Нижний угленосный горизонт представлен толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Горизонт содержит два пласта угля промышленной мощности. Значительное скопление остатков флоры отмечено в кровле и почве угольных пластов. В. Д. Принада определил следующий состав ископаемых растений: *Coniopteris obrutschewii* (Krauss.) Pryn., *Coniopteris* sp., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Jop., *Sphenopteris* sp., *Ginkgo* cf. *sibirica* Heer, *Ginkgo punctata* Pryn., *Baiera setacea* Heer, *Podozamites eichwaldii* Schimp., *P. minor* Heer, *Equisetites* sp.

Фауна определена Г. Г. Мартинсоном, как *Bithynia leachioides* comb. nov., *Hydrobia* sp., *Limnocyrena* cf. *transbaicalica* (Mart.), *Limnocyrena pusilla* (Reis.), *Limnocyrena* cf. *altiformis* (Grab.), *L. retroras-trum* (Grab.).

Встречаются остракоды *Lycopteroocypris* и чешуя рыб. Мощность горизонта 50 м.

Фаунистический состав описанной части разреза, по заключению Г. Г. Мартинсона, типично нижнемеловой и хорошо сопоставляется с окаменелостями монгольской дзунбаинской свиты.

Базальная толща состоит из двух горизонтов: верхнего алевролитопесчаникового и нижнего песчано-конгломератового. Отложения верхнего горизонта встречаются на юго-западном крае Арбагарской мульды и подстилают нижний угленосный горизонт, который богат ископаемой фауной. В различных его частях Г. Г. Мартинсоном определена следующая фауна: *Limnocyrena sibirica* (Ramm.), *Limnocyrena* cf. *ovalis* (Ramm.), *L. hupehensis* (Grab.), *L. wangshihensis* (Grab.), *L. altiformis* (Grab.), *L. subplana* (Reis.), *L. pusilla* (Reis.), *L. burjatika* (Mart.), *Limnocyrena* sp., *Leptesthes elongatus* (Ramm.), *Lioplax reissi* Ramm., *Limnocyrena* cf. *parva* Ramm., *Viviparus* cf. *fusistomus* Chi-Ping., *Viviparus* cf. *robustus* Mart., *Bithynia* sp., *Probaicalia vitimensis* Mart.

Кроме того, встречаются позвонки и чешуя рыб, отпечатки рыб *Lycoptera fragilis* Huss., а также отпечатки насекомых *Ephemeropsis*; остракоды — *Lycopteroocypris* sp. и филлоподы, определенные Н. И. Новожиловым как *Liograptia* sp.

Нижний горизонт залегает со скрытым несогласием на эффузивно-туфогенной толще верхней юры. Фауна этого горизонта представлена *Limnocyrena* aff. *sibirica* (Ramm.), *Probaicalia vitimensis* Mart., *Valvata* sp.; остракодами — *Lycopteroocypris* sp., большим количеством чешуи рыб и филлопод, отнесенных Н. И. Новожиловым к *Esterites* sp., *Opsipolygrapta* sp., *Bairdestheria medialis* (Kob. et Kus.), *B. asanoi* (Kob. et Kus.), *Loxopolygrapta* sp.

Фауна моллюсков этой части разреза кутинской свиты, по мнению Г. Г. Мартинсона, хорошо сопоставляется с окаменелостями верхней части цаган-цабской свиты Монголии (готерив?).

Далее на северо-восток отложения кутинской свиты почти непрерывной полосой прослеживаются вдоль р. Шилки (от г. Нерчинска до

р. Курлыча), где они обнажаются на северо-западном пологом крыле асимметричного грабена, ограниченного с юго-востока крупным шилкинским сбросом. Наиболее полный разрез кутинской свиты наблюдается в северо-восточной части этой структуры, в районе Делюнского буроугольного месторождения. А. К. Охотник выделяет здесь следующие горизонты (снизу вверх):

«Тургинский горизонт» залегает с резким угловым несогласием на различных доверхнемезозойских породах и представлен главным образом серыми и темно-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов. Мощность 300 м.

Алевролито-песчаниковый горизонт, состоящий из песчаников и песчаных алевролитов с линзовидными прослоями конгломератов и аргиллитов. Песчаники представляют собой грубозернистые, реже средне- и мелкозернистые слабо отсортированные породы с редкой мелкой галькой. Цементированы они непрочным глинистым или глинисто-карбонатным материалом. Мощность горизонта около 600 м.

Продуктивный горизонт сложен главным образом алевролитами с прослоями и линзами конгломератов, песчаников и бурого угля. В нижней части горизонта преобладают тонкозернистые породы с неясно выраженной слоистостью, маломощными пластами бурых высокозольных углей. Мощность пластов угля колеблется от 5 см до 0,8 м. Количество их достигает 20. В верхней части горизонта угли отсутствуют, и породы становятся более грубозернистыми. Мощность горизонта около 500 м.

Юго-западнее, в бассейне р. Куэнги, в кутинской свите угленосные фации не обнаружены. Здесь она представлена чередующимися прослоями гравелистых песчаников с косой и волнистой слоистостью, песчаных алевролитов с тонкими прослоями аргиллитов. В верхней части разреза появляются прослои конгломератов.

Мощность кутинской свиты в этом разрезе 400—500 м.

Аргунская свита наиболее широкое распространение имеет в северной части Аргунской депрессии и в расположенных близ р. Аргуни впадинах центральной структурно-фациальной зоны. В остальных частях Восточного Забайкалья она или отсутствует или имеет незначительную мощность.

В северной части Аргунской депрессии, в районе с. Ишаги, наблюдается наиболее полный разрез аргунской свиты. Здесь она залегает на породах кутинской свиты, причем нижние горизонты аргунской свиты в большинстве случаев связаны с верхними горизонтами кутинской сложными фациальными переходами, реже на контакте свит наблюдаются местные несогласия; верхние же горизонты аргунской свиты обычно залегают трансгрессивно на всех более древних отложениях.

В основании аргунской свиты залегает мощная пачка различных туфов и туфолов кислого состава, среди которых в подчиненном количестве наблюдаются быстро выклинивающиеся прослой кислых эффузивов и туффов. Среди туфов преобладают псаммитовые разновидности, реже встречаются псефитовые и алевроитовые туфы. Туфы состоят из осколков кристаллов плагиоклазов, ортоклаза, санидина, кварца, листочков биотита, обломков основной массы и кислого вулканического стекла. Цементом является в различной степени девитрифицированное или свежее кислое стекло.

Туффиты представляют собой тонкозернистые светло- и темно-серые слоистые породы, состоящие из обломков кварца, полевых шпатов, основной массы кислых эффузивных пород, различных жильных пород, сланцев и известняков, цементом является кислое вулканическое стекло. Кислые эффузивные породы представлены кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и фельзитами. В отличие от туфов, основная масса в эффузивах, как правило, полностью раскристаллизована.

Севернее с. Ишаги в пепловых туфах описанной пачки А. В. Внуковым была собрана следующая фауна: *Brachygrapta nengkiangensis* (Chi) Nov., *Pseudoestheria* aff. *curta* Nov., *Bairdestheria middendorffii* (Jones) Nov., *Pseudoestheria* sp. indet., *Opsipolygrapta* aff. *kweichowensis* Nov. (определения Ч. М. Колесникова), *Palaeoleptestheria krasinetsi* Nov. (определение Н. И. Новожилова). Мощность пачки туфов непостоянна, наибольшая достигает 150—200 м.

На туфах в районе с. Ишаги залегает монотонная толща кислых эффузивов, представленных кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, фельзитами и туфолавами кислого состава. Максимальная мощность эффузивов, по-видимому, достигает 300—350 м.

При движении на юг мощность эффузивных пород в разрезе аргунской свиты быстро уменьшается. В районе Березовского месторождения она сложена главным образом туфами липаритов и (в меньшей мере) липаритами и туфолавами. Состав пирокластических и эффузивных пород здесь близок к составу таких же пород, развитых в районе с. Ишаги, и отличается лишь меньшей раскристаллизацией основной массы, почти полным отсутствием в липаритах вкрапленников, в туфах— обломков кварца и более основным составом плагиоклазов, представленных обычно андезитом. Мощность аргунской свиты в районе Березовского месторождения понижается до 250—300 м.

Разрез аргунской свиты (аналогичный разрезу района Березовского месторождения) прослеживается на юг вдоль Аргунской депрессии примерно до пади Карабон, где в ее составе преобладают туфы кварцевых порфиров, пепловые туфы и туфогенные породы.

В пепловых туфах на левом берегу пади Карабон обнаружена фауна: *Bairdestheria* (*Pseudograptia*) *orientalis* (Eichw.), *Cyclestheroides* cf. *proamurensis* Kob. (определения Ч. М. Колесникова).

Южнее пади Карабон мощность аргунской свиты быстро сокращается. Из ее разреза исчезают эффузивные породы и туфы кварцевых порфиров и остаются только пепловые туфы и туффиты. Небольшие разрозненные выходы этих пород прослеживаются до широт Кутинского бурогольного месторождения, к юго-западу же вулканогенные образования нижнемелового возраста в Аргунской депрессии неизвестны.

В Тургино-Харанорской депрессии отложения аргунской свиты установлены И. Г. Рутштейном севернее ст. Хадабулак. Аргунская свита здесь полого залегает на дислоцированных эффузивно-осадочных породах верхней юры и перекрывает отложения березовской свиты нижнего мела. По данным этого исследователя, нижние горизонты аргунской свиты связаны с верхними горизонтами березовской свиты фациальными переходами. Представлена она здесь туфами кварцевых порфиров и туффитами. Мощность свиты И. Г. Рутштейн определяет в пределах десятков метров.

В Шилкинской депрессии аргунская свита отсутствует, синхроничными ей, вероятно, являются туфогенные породы и туффиты (наблю-

дающиеся на небольшой площади восточнее деревни В. Куэнга), которые здесь переслаиваются с песчаниками и конгломератами и перекрываются или, возможно, фациально замещаются по падению нижними горизонтами вышележащей нерчинской свиты. В туффитах и туфогенных песчаниках собрана фауна рыб, филлопод и гастропод. Мощность этой пачки 300 м.

Нерчинская свита определенно установлена только в Шилкинской депрессии, где к ней отнесены «шилкинские конгломераты», протягивающиеся непрерывной полосой вдоль р. Шилки (от р. Нерчи до г. Сретенска). Породы свиты то согласно, то трансгрессивно залегают на отложениях кутинской свиты. В районе же деревни Куэнга отмечено налегание нерчинской свиты на туфогенные породы, очевидно, относящиеся к аргунской свите.

Наиболее полный разрез ее наблюдается в районе г. Нерчинска, по левому берегу р. Нерчи. Нерчинская свита в этом районе согласно залегают на алевролитах и песчаниках кутинской свиты. В основании ее наблюдается пачка алевролитов, алевролитистых аргиллитов и песчаников, переслаивающихся с гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Вверх по разрезу роль тонкозернистых пород быстро уменьшается, конгломераты становятся крупногалечными и далее глыбовыми. Галька и валуны в конгломератах имеют разную степень окатанности, но преобладают среднеокатанные. В породах наблюдается грубая, но четкая горизонтальная слоистость.

В средней части нижней пачки наблюдается прослой, состоящий из псефитовых туфов среднего состава и пироксеновых порфиритов. Мощность этого прослоя около 70 м. Мощность всей нижней пачки 500—600 м.

Верхняя часть разреза свиты сложена глыбовыми конгломератами и конгломерато-брекчиями, в которых наряду с мелкой галькой наблюдаются глыбы диаметром более 1 м. Обломочный материал окатан слабо; слоистость пород выражена неясно. Мощность верхней части около 700 м.

Петрографический состав обломочного материала в обеих пачках более или менее одинаков: преобладают различные кристаллические сланцы, в меньшем количестве наблюдаются гранитоиды, гнейсы, песчаники, алевролиты и туфогенные породы. Сцементированы конгломераты и конгломерато-брекчии слабо глинистым или карбонатно-глинистым материалом.

В прослое алевролитов в нижней пачке конгломератов Ч. М. Колесниковым определены: *Limnocyrena carinata*, *L. kweichowensis* (Gsef.), *L. tignensis* Mart., *Bithynia* sp., характерные для нижнего мела.

Мощность нерчинской свиты в описываемом разрезе 1200—1300 м. В направлении на северо-восток (вдоль Шилкинской депрессии) мощность ее понижается до нескольких сотен метров, литологический же состав остается неизменным.

К нерчинской свите, по-видимому, относятся каменные глыбовые конгломераты, перекрывающие нижнемеловые отложения в Ундино-Даинской депрессии. Отложения, по литологическому составу близкие к породам нерчинской свиты, наблюдаются и в других депрессиях Восточного Забайкалья, однако положение их в разрезе нижнего мела пока еще неясно.

Центральная структурно-фациальная зона

Эта зона совпадает с внутренними частями мезозойской геосинклинали. Нижнемеловые отложения в ее пределах имеют ограниченное распространение и локализуются в сравнительно небольших удлиненных в северо-восточном направлении, но не имеющих резко линейно вытянутой формы впадинах. Тектоническая структура этих впадин изучена крайне слабо, но, судя по имеющимся материалам, в большинстве случаев они представляют собой грабен-синклинали. Мощность нижнемеловых отложений в этой зоне не превышает первых сотен метров и в их разрезе отсутствуют угленосные фации.

В центральной структурно-фациальной зоне нижнемеловые отложения имеют незначительное развитие. Большие поля их располагаются в бассейне верхнего и среднего течения р. Урова, в среднем течении р. Газимура и в Ундино-Даинской депрессии.

Нижнемеловые отложения, обнажающиеся по долинам рек Урова, Урюмка и Мотогора, выполняют удлиненные в северо-восточном направлении впадины и на значительной площади перекрыты покровами палеоген-неогеново-четвертичных андезито-базальтов. М. С. Нагибиной (1951) в нижнемеловых отложениях этого района выделяются две толщи: нижняя, состоящая из грубообломочных осадочных пород, и верхняя, представленная различными пирокластическими и эффузивными породами*. В составе нижней толщи наибольшее распространение имеют конгломераты от мелко- и среднегалечных до грубых фангломератов и глыбовые брекчии. Меньшая роль принадлежит грубозернистым песчаникам и аргиллитам, образующим маломощные прослои и линзы среди конгломератов.

В аргиллитах встречаются обугленные растительные остатки, среди которых В. Д. Принада определил *Phoenicopsis* sp. Кроме того, в верховьях р. Гандыбой С. А. Призантом была найдена *Estheria midden-dorffii* Jones, что позволяет отнести заключающие их отложения к нижнемеловым. Мощность кластических отложений не определена, но она не превышает первых сотен метров.

Аргунская свита представлена туфами, туффитами и пепловыми туфами, образующими или мощные толщи или переслаивающиеся с аргиллитами и песчаниками. Эти породы аналогичны туфогенным образованиям, развитым в Аргунской депрессии (в районе с. Ишаги). Такой же разрез нижнемеловых отложений описывает И. Н. Тихомиров в районе с. Газимурский Завод.

Иной характер имеют нижнемеловые отложения, выполняющие наиболее крупную в этой зоне Ундино-Даинскую депрессию, которая протягивается в северо-восточном направлении вдоль рек Унды и Даи. С северо-запада она обрамлена крупным Борщовочным разломом, на юго-восточном ее крыле нижнемеловые отложения полого залегают на размытой поверхности верхнеюрских эффузивно-осадочных пород. В районе с. Тергень, вдоль юго-восточного борта депрессии, на юрских эффузивно-осадочных отложениях с резким угловым несогласием залегают толща массивных глыбовых конгломератов с мощными прослоями песчаников. Конгломераты хорошо окатаны, но плохо отсортированы. Галька конгломератов состоит главным образом из верхнеюрских порфиритов, сцементированных кремнистым, кремнисто-карбонатным или

* Толща вулканогенных пород выделяется, как аргунская свита.

карбонатным цементом. Песчаники обычно полимиктовые, средне- и крупнозернистые с кремнистым, карбонатным и железистым цементом. В них наблюдается правильная горизонтальная, реже волнистая слоистость. Мощность толщи конгломератов и песчаников 750 м.

Выше залегает песчаниковая толща. Нижняя часть ее сложена песчаниками с редкими прослоями конгломератов и алевролитов, в верхней части наблюдается чередование прослоев песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже—средне- и мелкогалечных конгломератов, напоминающее флиш. Слоистость пород обычно четкая, правильная, прямая, горизонтальная, реже косая, однонаправленная или волнистая. В кластических породах песчаниковой толщи наблюдается примесь пеплового материала, особенно значительная в ее верхней части, где встречаются прослой пепловых туфов.

В пепловых туфах, алевролитах и аргиллитах обнаружена многочисленная фауна филлопод. Мощность песчаниковой толщи 1000 м.

В направлении на юго-запад конгломератовая толща выклинивается, и в районе пади Саввина разрез начинается с толщи песчаников. Этот факт указывает на то, что конгломератовая и песчаниковая толщи являются, вероятно, разновозрастными фациями. В различных частях депрессии в песчаниковой толще была собрана фауна: *Viviparus* sp., *Cyrena* sp., *Radix undensis* Mart. (определения Г. Г. Мартинсона), *Limnocypridea* cf. *absocondida* Lub., *Mongolianella* cf. *adulata* Lub., *Ussuriocypris* ex gr. *ussurica* Mand., *Cypridea* sp. (определения И. Ю. Неуструевой), *Prolepidurus daja* Tschern., *Prolepidurus* sp., *Estheria daja* Tschern., *Linceus (Limnetis) steschukina* Tschern. (определения Д. М. Чернышева).

Из остатков растений В. Д. Принадой были определены: *Rhizomopteris* sp., *Schizolepis dahuricum* Ргун., *Pityospermum* sp., *Cladophlebis* sp., *Cladophlebis* sp. cf. *whitbianensis* Brongn., *Pityolepis* sp., *Czechanowska* (?) *rigida* Heer, *Pityophyllum* sp., *Equisetites* sp., *Baiera* sp. cf. *longifolia* Rom.

Описанные отложения перекрываются слабо сцементированными глыбовыми «каменскими» конгломератами и конгломерато-брекчиями, протягивающимися прерывистой полосой вдоль склонов Борщовочного хребта. Соотношения этих пород с нижнемеловыми отложениями не изучены, и только в районе г. Балея наблюдается их согласное залегание. Мощность «каменских» конгломератов точно не установлена, по мнению ряда геологов, она превышает 200 м.

Сходство литологического состава «каменских» и «шилкинских» конгломератов, положение их в стратиграфическом разрезе и приуроченность к одному и тому же хребту, представляющему в нижнемеловое время крупное поднятие, позволяют отнести эти грубообломочные породы к нерчинской свите.

Отложения нижнего мела в окрестностях сел Доно, Шаракан и Шара образуют небольшой выход на правобережье рч. Донинская Борзя. Кроме того, ими сложена широкая долина у слияния названной выше речки с р. Шаракан. Отдельные выходы нижнемеловых отложений, наблюдающиеся в бортах этой долины, представлены слабо сцементированными конгломератами, в которых наряду с хорошо окатанной галькой гранитов, роговиков и кварца встречаются полуокатанные глыбы верхнеюрских андезитов и базальтов. Среди конгломератов А. Ф. Мушников и О. Н. Белоусова обнаружили маломощные прослой пепловых туфов.

Нижнемеловые отложения в окрестностях с. Савво-Борзя выявлены буровой скважиной в долине реки В. Борзи. И. Г. Рутштейн указывает, что представлены они темно-серыми, черными, местами песчанистыми глинами с прослоями галечника; ниже глины сменяются прослоями плотного среднезернистого песчаника, содержащего редкие гальки гранита и тонкие линзочки бурого угля. Под песчаниками скважиной вскрыты рыхлые и плотные конгломераты с хорошо окатанной галькой гранитов и эффузивных пород. Мощность описанных отложений И. Г. Рутштейн определяет в 100—150 м.

Кроме описанных мелких впадин, выполненных нижнемеловыми отложениями, породы этого возраста встречены в окрестностях сел Красные Борзишки, Чашино-Ильдикан и Байка, где они слагают незначительные по площади поля.

Нижнемеловые отложения имеют незначительное распространение на Агинском жестком массиве и кроме того, они выполняют значительную по площади Торейскую впадину, где имеют сравнительно небольшую, увеличивающуюся в восточном направлении мощность. В западной части впадины, по данным С. М. Сидельникова, нижнемеловые отложения представлены серыми и темно-серыми тонкоплитчатыми глинистыми сланцами и крупнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов, галька которых представлена породами палеозоя. Мощность этой толщи составляет 20—30 м и в отдельных местах достигает 70—80 м.

В восточной части впадины, в окрестностях оз. Зун-Торей и к северу от него, нижнемеловые отложения подразделяются Д. Д. Савченко на два горизонта: нижний и верхний. Нижний сложен плотными средними мелкогалечниковыми конгломератами и песчаниками с подчиненными прослоями глинистых сланцев. В основании горизонта встречены конгломерато-брекчии, состоящие из обломков палеозойских и верхнеюрского пород. Мощность горизонта 30—50 м; верхний горизонт представлен переслаивающимися глинистыми сланцами, песчаниками и рыхлыми мергелистыми известняками, мощность его не более 100 м.

В сланцах верхнего горизонта собрана следующая фауна: *Estheria middendorffii* Jones, *Valvata suturalis* Grab., *Cyrena* cf. *altiformis* Grab., характерная для отложений нижнемелового возраста.

В заключение остановимся на краткой характеристике тектонической обстановки и палеогеографических условий, существовавших на территории краевой и центральной структурно-фациальных зон Восточного Забайкалья в нижнемеловую эпоху.

Краевая структурно-фациальная зона располагается на периферии мезозойской геосинклинали, т. е. в области, переходной к платформенным условиям развития и характеризующейся широким проявлением глыбовых движений, которые продолжались и в нижнемеловую эпоху, что привело к образованию крупных линейно вытянутых депрессий типа грабенов. В центральной структурно-фациальной зоне, совпадающей с внутренними частями мезозойской геосинклинали, интенсивные доверхнемезозойские складкообразовательные движения в какой-то мере были унаследованы и в меловую эпоху. Результатом этих тектонических движений явилось образование в нижнемеловое время пологих складок типа грабен-синклиналей, унаследовавших общее северо-восточное простирание. Различная история тектонического развития этих двух зон в нижнемеловую эпоху обусловила и различие в формировании их ландшафтов.

В краевой структурно-фациальной зоне намечается четыре основных этапа истории развития ландшафта.

Первый этап — этап бассейнов, которому соответствует время формирования березовской свиты, объединяющей отложения парагенетического ряда фаций крупных межгорных озер. Наибольшее развитие в этом ряду имеют фации озера, представленные хорошо отсортированными тонкозернистыми породами с ясно выраженной тонкой правильной, прямой, горизонтальной слоистостью (алевролитовая толща). В прибортовых частях депрессий развиты фации осыпей, обвалов, пролювиальные, а также приборто-озерные, которым соответствуют грубообломочные слабо отсортированные и в большинстве случаев неслоистые породы конгломератовой толщи.

Ландшафт, соответствующий эпохе этапа бассейнов, характеризовался резко пересеченным горным рельефом, неразработанностью речной сети и в связи с этим наличием многочисленных местных базисов эрозии, которыми являлись крупные замкнутые межгорные котловины, формировавшиеся по периферии мезозойской геосинклинали. О наличии горного рельефа свидетельствует и характер спорово-пыльцевого комплекса березовской свиты, в котором резко преобладает пыльца хвойных растений, споры же папоротников и плаунов, произраставших во влажных низменностях, имеют второстепенное значение.

В конце первого этапа отрицательные движения, по-видимому, распространились вдоль всей краевой структурно-фациальной зоны, в результате чего начали формироваться протяженные линейно вытянутые депрессии. Наиболее крупные водные артерии зарождавшейся эрозионной сети развивались именно в этих линейно вытянутых депрессиях, представлявших собой наиболее пониженные участки нижнемелового рельефа. Постепенно озерные бассейны соединяются реками, становятся проточными, и этап бассейнов сменяется этапом крупных рек.

Второй этап — этап крупных рек, которому соответствует время формирования кутинской свиты, объединяющей отложения парагенетического ряда фаций долины реки. К этому ряду относятся русловые, пойменные и болотные фации, а также фации мелких застойных и периодически проточных озер и т. д. В той или иной мере к ним еще можно отнести фации осыпей, пролювиальные и дельтовые. Этот ряд представлен разнообразными кластическими породами, начиная от глыбовых конгломератов и кончая бурими углями.

Как видно из описания кутинской свиты, породы эти или обладают всеми признаками аллювиальных отложений или тесно связаны с такими фациальными переходами. Характер распределения фаций в кутинской свите как по вертикали, так и по горизонтали закономерно меняется. В нижних ее горизонтах преобладают русловые фации, вверх по разрезу они сменяются пойменными и угленосными фациями болот. Такое же распределение фаций наблюдается в направлении с северо-востока на юго-запад, вдоль Шилкинской и Аргунской депрессий. При этом в этом же направлении в отложениях кутинской свиты уменьшается значение фаций осыпей и пролювиальных.

Подобное распределение фаций указывает на то, что крупные нижнемеловые реки текли с северо-востока на юго-запад и, очевидно, впадали в огромные нижнемеловые озера — моря Монголии (рис. 28). К концу этапа крупных рек рельеф юго-западной части Восточного Забайкалья был в значительной мере сглажен, и речные долины достигли стадии зрелости, в то время как в северо-восточной

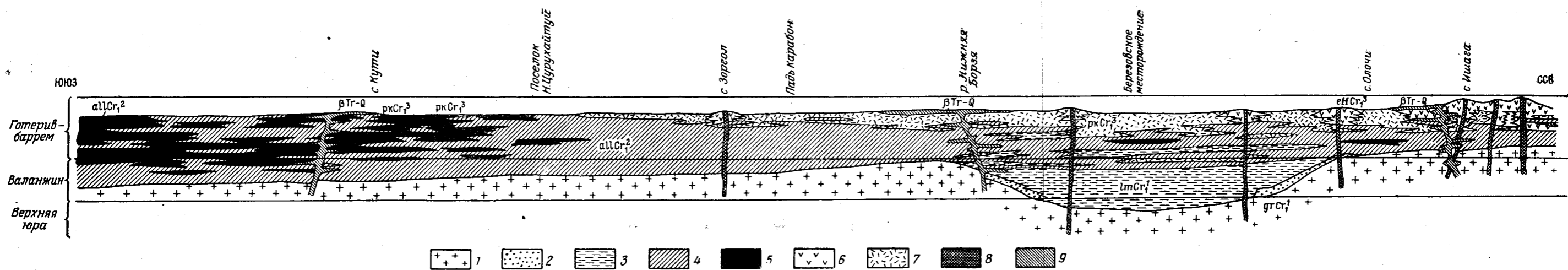


Рис. 28. Схематический фациальный профиль по простиранию Аргунской депрессии. Составил Ю. П. Писцов

1 — домеловой фундамент. Группа фаций крупных межгорных бассейнов (березовская свита): 2 — фации осыпей и обвалов (конгломератовая толща — $gr Cr_1^1$); 3 — фации крупных озер (алевролитовая толща — $lm Cr_1^1$). Группа фаций речной долины (кутинская свита); 4 — русловые, пролювиальные и гравитационные фации ($all Cr_1^2$); 5 — фации пойменные, медких озер, стариц и болот ($all Cr_1^2$). Группа вулканогенных фаций аргунская свита: 6 — кислые эффузивы ($ef Cr_1^3$); 7 — туфы кислых эффузивов, туффиты ($rk Cr_1^3$); 8 — подводные каналы кислых эффузивов; 9 — покровы, силлы и дайки андезитов, андезито-базальтов и базальтов ($\beta Tr-Q$)

части этого региона сохранялся горный рельеф, и долины рек оставались слабо разработанными.

О том, что характер рельефа в юго-западной части Восточного Забайкалья к концу этапа крупных рек изменился, свидетельствуют также данные спорово-пыльцевого анализа. В этой части преобладает флора увлажненных низменностей, пыльца же хвойных, характерных для горного рельефа, по данным М. А. Седовой, в районе Кутинского бурогольного месторождения обычно сильно деформирована, что указывает на ее значительный перенос. В то же время в окрестностях Березовского месторождения пыльца хвойных в кутинской свите имеет хорстную сохранность. Это позволяет предположить, что хвойные произрастали главным образом в северо-восточной, гористой части Восточного Забайкалья, а в юго-восточную, выровненную часть этого региона пыльца их транспортировалась преимущественно реками издалека.

В конце этапа крупных рек общее прогибание депрессий, по-видимому, прекратилось, и отрицательные движения испытывали только отдельные блоки. В связи с этим накопление продуктивных угленосных отложений, характерных для верхних частей разреза кутинской свиты, происходило в разобщенных мульдах, соответствующих участкам максимального погружения донижнемелового фундамента.

Третий этап — этап эффузивного вулканизма, которому соответствует образование аргунской свиты. Конец второго этапа характеризуется мощной вспышкой эффузивного вулканизма, ознаменовавшей новый этап в истории мелового осадконакопления. Характер распределения вулканогенных фаций в аргунской свите свидетельствует о том, что наибольшей интенсивности вулканическая деятельность достигла в северо-восточной части Аргунской депрессии, где образовалась мощная толща эффузивных пород.

Накопление вулканогенных пород, хотя и было в основном сосредоточено в продолжавших опускаться участках депрессий, зачастую далеко выходило за их пределы. В результате отложения аргунской свиты часто залегают непосредственно на породах донижнемелового фундамента (на участках, по-видимому, не испытывавших интенсивных отрицательных движений).

Четвертый этап — этап омоложения рельефа, которым завершается история интенсивного осадконакопления в Восточном Забайкалье и образуется мощная толща грубообломочных пород нерчинской свиты. Образование нерчинской свиты соответствует этапу омоложения рельефа некоторых частей Восточного Забайкалья в результате локальных глыбовых движений разного направления. Интенсивное разрушение глыбовых поднятий вызвало накопление мощных толщ пролювиальных и гравитационных отложений в окаймлявших эти поднятия грабенах.

Тот факт, что в отдельных участках Шилкинской депрессии нижние горизонты нерчинской свиты сложены породами, носящими явные признаки аллювиальных отложений, объясняется перераспределением и обработкой грубообломочного материала пролювиальных шлейфов крупной рекой, протекающей вдоль северо-западного подножия Борщовочного поднятия. Отсутствие следов такой переработки в верхних горизонтах свиты указывает на затухание деятельности реки и усиленное накопление пролювиальных отложений.

Слабая изученность грубообломочных отложений, аналогичных породам нерчинской свиты, позволяет в настоящее время определенно установить проявление дислокации рассматриваемого этапа только

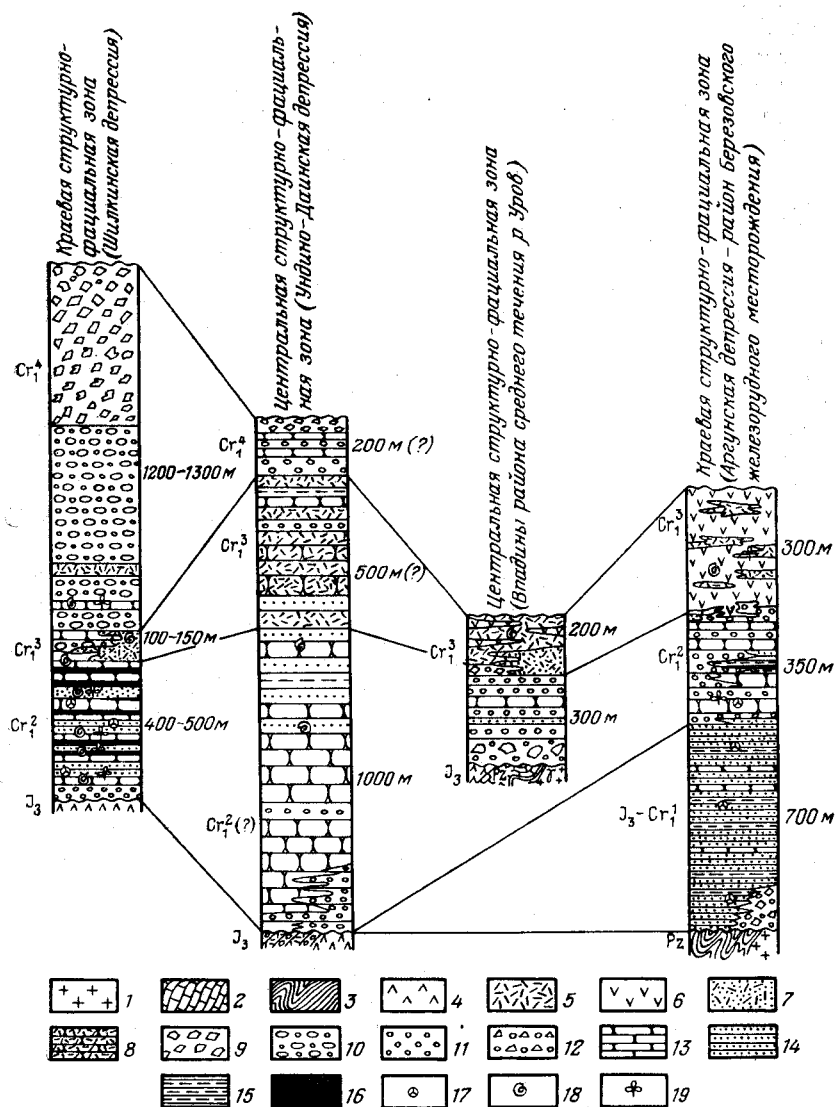


Рис. 29. Сопоставление разрезов нижнемеловых отложений Восточного Забайкалья

1 — донижнемеловые интрузивные породы (γ); 2 — карбонатные породы палеозоя; 3 — глинистые филлитовые и кристаллические сланцы палеозоя; 4 — средние и основные эффузивы; 5 — туфы; 6 — кислые эффузивы; 7 — туффиты; 8 — туфогенные породы; 9 — глыбовые осадочные брекчии; 10 — галунные конгломераты; 11 — конгломераты; 12 — конгломерато-брекчии и осадочные брекчии; 13 — песчаники; 14 — алевролиты; 15 — аргиллиты; 16 — бурые угли; 17 — споры и пыльца; 18 — фауна; 19 — флора

в районе Борщовочного хребта, но, вероятно, они имели место и в других частях Восточного Забайкалья.

Менее четко история развития ландшафта вырисовывается в центральной структурно-фациальной зоне. Судя по характеру отложений нижнего мела, здесь намечается два этапа геологической истории этой эпохи.

В течение *первого этапа* происходило образование пологих складок, в формировании которых, по-видимому, значительную роль играли разрывные дислокации. В процессе прогибания грабен-синклиналей наиболее пониженные их участки заполнялись обломочным материалом размывающихся антиклинальных поднятий. Широкое развитие среди кластических отложений фаций осыпей и пролювиальных указывает на резко пересеченный рельеф центральной структурно-фациальной зоны.

Осадконакопление, по-видимому, происходило в сравнительно небольших межгорных озерах, в которые впадали горные потоки.

Второй этап характеризуется образованием вулканогенных пород. Нижнемеловые отложения краевой и центральной структурно-фациальных зон Восточного Забайкалья представлены двумя различными формациями: угленосной и грубообломочной (рис. 29). Корреляция этих формаций затруднена слабой изученностью пресноводной фауны нижнемеловых отложений Восточного Забайкалья. Однако широкое развитие однотипных вулканогенных пород в разрезах обеих формаций и одинаковая для центральной и краевой структурно-фациальных зон законсервированность изменения их состава дают основание считать вулканогенные отложения угленосной и грубообломочной формаций разновозрастными.

Наличие этого «горизонта синхронности» позволяет коррелировать и верхние части разрезов обеих формаций, так как в основании грубообломочных пород, завершающих разрез нижнемеловых отложений как в краевой, так и в центральной структурно-фациальных зонах, обнаружены туфогенные породы аргунской свиты.

Таким образом, несопоставимыми остаются только нижние части разрезов угленосной и грубообломочной формаций, представленные совершенно различными рядами фаций.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Отложения кайнозоя имеют значительное распространение в Читинской области. Палеонтологически охарактеризованные осадки среди них встречаются лишь в единичных случаях и большей частью их возраст определяется условно по соотношению с отложениями мезозоя, по степени их дислоцированности, характеру выветривания, связи с различными этапами развития рельефа и другим косвенным признакам.

Накопление палеогеновых и неогеновых осадков в Забайкалье связано с разобщенными континентальными бассейнами. Они представлены разнообразными генетическими типами отложений, характеризующимися значительной фациальной изменчивостью. Эти отложения в большей своей части имеют плохую сохранность и почти лишены фауны.

Недостаток фактических данных не позволяет в настоящее время произвести стратиграфическое расчленение этих отложений с выделением хотя бы систем, в связи с чем приходится описывать их по генетическим комплексам.

Четвертичные (антропогеновые) отложения изучались лишь попутно в связи с региональными геологическими исследованиями, гидрогеологическими и инженерно-геологическими работами. Имеющиеся сейчас данные позволяют выделить среди четвертичных отложений

Читинской области четыре главных возрастных комплекса осадков, которые связаны с соответствующими крупными этапами геологического развития.

Наиболее древний комплекс охватывает образования, накапливавшиеся в конце неогена — начале четвертичного периода. Отложения этого возраста широко распространены, охарактеризованы фауной, спорово-пыльцевыми спектрами и представлены делювиальными, пролювиально-аллювиальными, озерными и озерно-аллювиальными осадками.

Отложения следующего, более молодого комплекса приурочены к тектоническим впадинам и бессточным котловинам. Они охарактеризованы лишь спорово-пыльцевыми спектрами, представлены делювиально-пролювиальными, озерно-аллювиальными и озерными осадками и датируются как средний плейстоцен.

К третьему комплексу относятся аллювиальные отложения, врезанные в образования озерного, озерно-делювиального и другого генезиса, а также делювиально-аллювиальные осадки, выполняющие пади. Отложения этого комплекса охарактеризованы верхнеплейстоценовой фауной.

К четвертому, наиболее молодому комплексу, относятся отложения голоцена, представленные современными аллювиальными и делювиально-элювиальными образованиями.

Палеогеновые и неогеновые (третичные) отложения

Палеогеновые и неогеновые отложения в Забайкалье известны на очень ограниченных площадях и среди них почти нет палеонтологически охарактеризованных толщ. Поэтому при более детальных работах по изучению континентальных осадков Забайкалья может оказаться, что значительная часть отложений, определенных ранее как третичные, будет относиться к мезозою или к четвертичному времени.

Среди палеоген-неогеновых отложений в Забайкалье выделяются делювиально-пролювиальные отложения, развитые у подножий хребтов, делювиальные отложения, озерные осадки, приуроченные к тектоническим впадинам, аллювиальные отложения и различные эффузивы (рис. 30).

Делювиально-пролювиальные отложения. Данные отложения широко распространены в Забайкалье. Среди них наибольшую известность получили шилкинские конгломераты, выделенные Г. К. Войновским-Кригером (1928) в особую свиту. Исследованиями Ю. М. Шейманна (1930б), Н. И. Толстихина, Е. А. Преснякова и других геологов выделены следующие поля шилкинских конгломератов: 1) в северных предгорьях Борщовочного хребта, по левому берегу р. Шилки, от устья р. Нерчи до поселка Кокуй; 2) в южных предгорьях Борщовочного хребта, от поселка Жидка до поселка Ишинканского.

Вопрос о возрасте шилкинских конгломератов до последнего времени оставался недостаточно выясненным, большинство исследователей считало их палеоген-неогеновыми. Т. А. Максимов в 1937 г. указывал на их, возможно, меловой возраст. В шилкинских конгломератах, развитых вдоль северных предгорий Борщовочного хребта, С. Г. Мирчинк и Ч. М. Колесниковым была найдена пресноводная фауна. По определению Ч. М. Колесникова, она включает в себе следующие виды: *Limnocyrena pusilla* (Reis.), *Limnocyrena* sp., *L. sibirica* (Ramm.), *L. cf. tignensis* Mart., *L. schumilini* (Ramm.), *L. kweichowensis* (Grab.), *L. carinata* sp. nov., *Bithynia* sp.

Эти виды пресноводных моллюсков, по заключению Ч. М. Колесникова, характерны для верхних горизонтов готерив — баррема.

Рыхлые глыбовые конгломераты южных предгорий Борщовочного хребта несогласно перекрывают меловые отложения и характеризуются несортированностью материала, местным составом обломочных пород, наличием прослоев песчаников и илов. Залегают они почти горизонтально. Органических остатков в них не найдено. В. П. Маслов (Маслов, Зиновкин, 1940), отмечая пролювиальный генезис этих отложений,

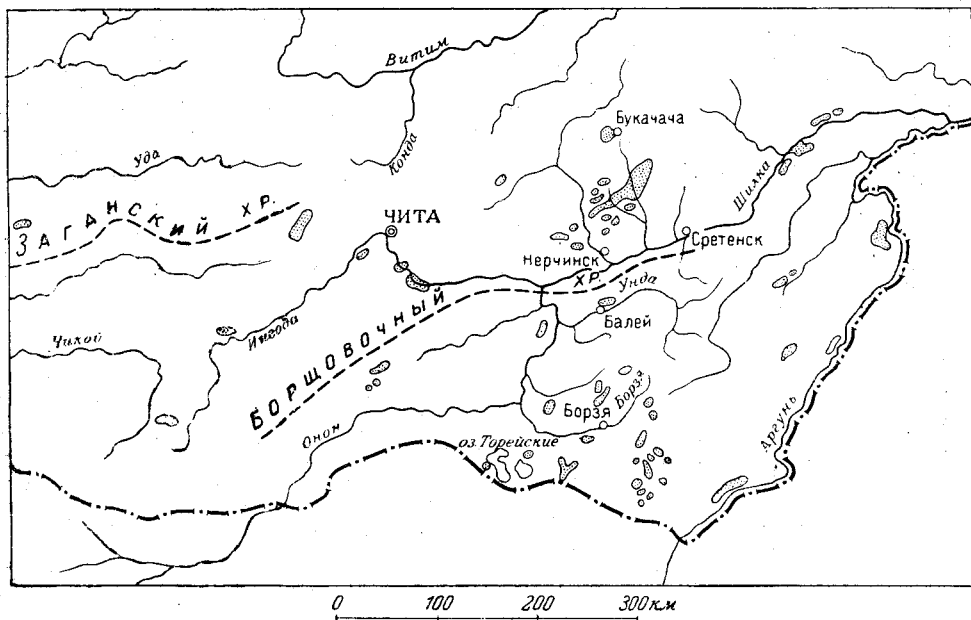


Рис. 30. Схематическая карта распространения отложений палеоген-неогенового возраста в Забайкалье

не склонен отождествлять их по возрасту с шилкинскими конгломератами и относит их к низам четвертичного или верхам неогенового периодов.

К северу от полосы распространения шилкинских конгломератов Н. С. Гладышев выделяет конгломераты, условно относящиеся к палеоген-неогеновому возрасту. На левом берегу р. Куэнги (вблизи деревни Гаур) он отмечает крупногалечные конгломераты с песчаным цементом, залегающие (по данным А. С. Стругова) несогласно на угленосных отложениях мезозоя. Аналогичные конгломераты описаны Н. Р. Чудаковым и К. И. Егоровым в западной, северо-западной и восточной частях Зюльзинской депрессии (бассейн р. Нерчи). Эти конгломераты залегают со скрытым несогласием на более древних породах и представлены хорошо окатанными гальками и валунами, преимущественно перфиритового и гранитного состава, с песчаным цементом; в конгломератах встречаются линзы песчаников, иногда алевролитов. Цвет породы оранжевый, мощность от 50 до 150 м.

В южной части Восточного Забайкалья, в районе Торейских озер и Харанорско-Тургинской котловины, Н. А. Флоренсов указывает на

Таблица 8

Период (система)	Генетический тип отложений	Индекс	Место взятия образца	Характер отложений	Содержание минералов (в %)						
					полевой шпат	кварц	каолин	гидро-слюда	бейдел-лит	монт-морил-лонит	верми-кулит
Четвертичная (антропогенная)	Аллювиальные	al(N ₂ -Q ₁)	р. Онон (терраса высотой 80 м)	Пески серые	60	17,5	—	16	—	—	24
	Делювиальные	d(N ₂ -Q ₁)	р. Унда—падь Заг-дачи		56	15,5	—	—	—	—	29
			р. Унда—падь Ма-ячная		50	13	—	—	—	—	—
Новая	Озерные	I(N)	Арбагарская впадина	Глины красные	11	7,5	18,5	59	—	—	—
				Глины пестрые	14	16,5	—	50,5	—	—	—
				Глины песчанистые желто-бурые	40	30,5	—	20,5	—	—	—
				Глины песчанистые желтые	34	33	3,5	14	—	—	—
				Глины желто-охри-стые	23,5	10,5	—	12,5	34	14	—
	озерные	dI(N)	Сенкокучинская впадина (скв. 3)	Глина буровато-желтая	1	18	—	37	—	—	—
				Глина серо-желтая песчанистая (слой 4, глуб. 27 м)	30	45,2	—	27	—	5	—

Неоген	Делювиально-		Глина серая (слой 8, глуб. 31 м)	20	33	—	18	6	12	—		
			Глина серо-бурая (слой 10, глуб. 36 м)	11,5	29,5	—	29,5	—	—	—		
			Глина песчанистая (слой 12, глуб. 40 м)	5	28	—	13	—	—	—		
			Глина плотная (слой 14, глуб. 142 м)	12	35	—	16	—	—	—		
	Аллювиальные	al(N)	р. Шилка (у устья р. Кары, терраса высотой 80 м)	Галечники светло-серые	33	20	3	17	—	—	—	
			р. Шилка (у г. Среденска терраса высотой 70 м)	Галечники желто-серые	23,5	24	—	16,5	21	—	—	
	Делювиальные	d(N)	Падь Гонселга (бассейн р. Нерчи)	Глины желто-бурые	4	—	19,5	5	—	—	—	
			Падь Бишигино (бассейн р. Нерчи)	Глины желто-охристые	12	11,5	—	14,5	8	—	—	
	Палеогеновая (?)	Аллювиальные	al(Pg?)	Междуречье Шилки и Нерчи (отложения пра-Шилки)	Галечники желто-бурые	36	40	18	—	—	4	—
				Галечники желто-охристые	25	16	29	—	—	—	—	
Галечники белые с желтыми пятнами				22	29	28,5	—	11,5	—	—		

развитие рыхлых песчано-конгломератовых отложений палеоген-неогенового возраста.

Близкие к описанным несортированные конгломераты, содержащие невыдержанные прослои и линзы песчаников и глин, развиты у южных подножий Заганского хребта в Хилок-Чикойской депрессии. Ссылаясь на данные Б. А. Иванова, Н. А. Флоренсов пишет, что эта свита представляет собой типичные предгорные образования и залегает либо горизонтально, либо со слабым наклоном от Заганского хребта к долине р. Хилка. Она имеет мощность около 100 м, возраст ее определяется как палеоген-неогеновый на основании несогласного залегания на нижнемеловых отложениях и из соотношения ее с третично-четвертичными базальтами, перекрывающими эти конгломераты.

И. Л. Коновалова, Г. П. Говорухин и К. Е. Мизерный указывают на присутствие рыхлых глыбовых плохо отсортированных конгломератов палеоген-неогенового возраста в восточной части Тугнуйской депрессии, у подножия Тугнуйских гор. Они представлены разнообразными по окатанности и размерам гальками и валунами гранитов и эффузивов. Палеоген-неогеновый возраст этих отложений определяется условно на основании того, что они содержат гальки песчаников мезозоя и эффузивов, прорывающих юрские и нижнемеловые отложения.

Е. А. Пресняков (1929) описывает конгломераты, условно того же возраста, в долине р. Аргуни (между поселками Чалбучи, Килга и Горбуновка) и называет их чалбучинской свитой. По данным Ю. П. Писцова (1957а), эти отложения связаны фациальными переходами с эффузивно-туфогенной толщей нижнемелового возраста.

Делювиальные отложения. Эти отложения имеют ограниченное распространение. Они сохранились небольшими пятнами в верховьях падей и на склонах крупных речных долин. Эти отложения выделяются по падам в бассейнах рек Нерчи, Куренги, Куэнги, Унды, Шилки и представлены тяжелыми плотными глинами или суглинками красно- и желто-бурого цвета, обогащенными мелкой дресвой и обломками различных метаморфических сланцев, гранитов и др. Наряду с обломками в них иногда встречаются хорошо окатанные гальки кварцевого состава. Обломки некварцевого состава — выветрелые. Глины содержат до 20% каолинита, гидрослюда, бейделлита (см. табл. 8).

Описываемые отложения несут следы наложенных процессов химического выветривания, на основании чего их относят к дочетвертичному возрасту.

Залегание делювиальных отложений в падах, врезанных в ложе пра-Шилки (падь Бишигино), и присутствие в них переотложенного материала из палеогенового (?) аллювия, указывает на более позднее время их формирования по сравнению с пра-Шилкой, отложения которой условно относятся к палеогену (?).

В Балейском грабене аналогичные красноцветные делювиальные отложения залегают на размытой поверхности каменных конгломератов, условно датируемых палеогеном и перекрываются песчано-галечниковыми аллювиальными отложениями, охарактеризованными плиоцен-плейстоценовым спорово-пыльцевым спектром.

Основываясь на всех имеющихся данных, описываемые делювиальные отложения условно можно отнести к неогену.

Озерные отложения. Данные отложения представлены глинистыми и песчано-глинистыми осадками, обогащенными мелкообломочным материалом. Наиболее полный разрез озерных отложений приведен

З. Н. Шваревой по пади Сенкокуча (правый приток р. Унды). Здесь под четвертичными аллювиально-делювиальными и озерными осадками, прослеживающимися до глубины 14 м, обнажаются следующие отложения (сверху вниз):

1. Глина буровато-желтая, включающая крупные обломки (3—5 см) выветрелого гранита и мелкие (0,5—1,5 см) окатанные гальки различного петрографического состава (кварц, метаморфические сланцы, гранит). Гальки некварцевого состава — выветрелые. В слое заметно чередование горизонтов, обогащенных обломочным материалом	10 м
2. Глина желто-коричневая с выветрелыми обломками и гальками кварца, гранита и метаморфических сланцев	2 „
3. Песок серый с выветрелой галькой	0,5 „
4. Глина серо-желтая, песчанистая, включающая выветрелые обломки гранитов и сланцев	0,5 „
5. Глина бурая песчанистая с обломками и гальками кварца, выветрелых гранитов и сланцев	1,5 „
6. Песок желтый с обломками кварца и гранита	0,1 „
7. Глина желто-бурая плотная песчанистая с обломками пород	1,4 „
8. Глина серая с большим количеством обломочного материала, представленного гранитом, сланцами и кварцем	3,5 „
9. Песок глинистый желто-серого цвета с слабо окатанными обломками гранита и сланца	1,3 „
10. Глины серо-бурого цвета с горизонтами желто-бурого песка, включающего обломки гранитов и сланцев	1,7 „
11. Глина желто-бурая с прослоями песка, содержащего обломки гранита	1,5 „
12. Пески, переслаивающиеся с глинами	3 „
13. Глины, обогащенные обломками гранита и кварца	1 „
14. Глина плотная, жирная с небольшим количеством обломочного материала	0,35 „

Глины залегают на размытой поверхности сланцев юрского возраста. Приведенный разрез показывает, что эти отложения накапливались в условиях замкнутого озерного бассейна, куда сносился временными потоками обломочный материал с окружающих склонов.

Наличие в них минералов коры выветривания — гидрослюда, бейделлита и монтмориллонита (см. табл. 8), наряду с выветрелыми обломками различных пород, свидетельствует о том, что они подверглись химическому выветриванию. Все это, а также данные спорово-пыльцевого анализа (см. табл. 9) позволяют условно относить эти отложения к неогену.

Озерные отложения широко развиты в Арбагарской впадине, где они представлены серыми, желто-бурыми, красными глинами. Как показали данные минералогических анализов (см. табл. 8), они значительно обогащены гидрослюдой (до 60%), содержат монтмориллонит, каолинит, бейделлит (до 15—30%).

Глины фациально замещаются по простирацию песчанистыми глинами и песками (см. рис. 35).

Отдельные горизонты глин содержат редкую рассеянную, хорошо окатанную гальку и валуны кварца. Мощность этих отложений от нескольких метров до 100 м и более. Большая мощность озерных отложений указывает на то, что период накопления осадков в озерном бассейне сопровождался медленным погружением дна Арбагарской впадины. Эти отложения охарактеризованы миоцен-плиоценовым спорово-пыльцевым спектром, что позволяет их относить к неогену. Залегают они или на размытой поверхности дислоцированных фаунистически охарактеризованных нижнемеловых озерных осадках или на древнеал-

лювиальных отложениях пра-Шилки. Перекрываются они разновозрастными четвертичными отложениями.

Озерные отложения южной части Восточного Забайкалья в районе Торейских озер и Тургино-Харанорской котловины представлены песчано-глинистыми осадками мощностью 30 м. Палеоген-неогеновый возраст этих отложений устанавливается на основании фауны беспозвоночных, найденной Д. Д. Савченко в районе ст. Шаросун (определение Е. С. Раммельмеер): *Planorbis* sp., *Limnaea ovata* D'Har., *L. peregra* Müll., *Valvata* cf. *pulchella* Stud., *Sphaerium corneum* L., *Vallonia pulchella* Müll., *Pupilla* Müll.

По заключению Е. С. Раммельмеер, облик этой фауны близок к четвертичному. Из остатков позвоночных был найден зуб, который, по определению В. И. Громова, принадлежит *Equus* sp. (*stenonis?*, *Hipparion*) и по возрасту относится к неогену. Основываясь на определении В. И. Громова, Д. С. Соколов относит рыхлую толщу к верхне-неогеновому возрасту.

Озерные осадки выделяются В. Г. Андреевым, Г. В. Зенцовым и другими геологами в южной части Бальзинской депрессии, где они представлены разноцветными глинами, включающими гальки и горизонты угля. Мощность их 20 м. Палеоген-неогеновый возраст этих отложений определен условно по аналогии с фаунистически охарактеризованными толщами, упоминающимися в работе Д. С. Соколова.

Н. А. Флоренсов отмечает также, что в районе г. Читы (ст. Маккавеево и Александровская), в верховьях р. Хилка и оз. Телембинского на небольших площадях развиты рыхлые озерные отложения, состоящие из серых плотных, иногда сланцеватых глин с прослоями песка. Ссылаясь на Д. С. Соколова, Н. А. Флоренсов указывает, что эти осадки местами содержат значительные скопления сферосидеритов и мало-мощные прослои бурого угля. В них была встречена чешуя рыб, отнесенных к палеогену. Мощность отложений неизвестна.

Д. С. Соколов считает, что эти отложения могут иметь нижнемеловой возраст. Это мнение разделяют Н. А. Флоренсов, Б. С. Иванов и др. И. Г. Рутштейн, М. И. Никульшин и другие геологи приводят описание озерных палеоген-неогеновых отложений, развитых у юго-западной окраины Кукульбейского хребта и представленных гальками, валунами и гравием, заключенными в песке и супесях. Состав обломочного материала разнообразный (сланцы, песчаники, верхнеюрские эффузивы и их туфы). Породы слабо сцементированы и имеют мощность 50 м. Они приурочены к междуречьям. Возраст их определен условно.

М. С. Нагибина (1951) считает, что палеоген-неогеновые отложения, вероятно, распространены и в долине р. Чикоя. В образцах, собранных ею из этого района, С. Н. Наумова выделяет споры, представленные родами *Leiotriletes* Naum. и *Stenozonotriletes*; пыльцу голосеменных *Aporosa* Naum.; в особенности преобладает пыльца рода *Oedemosaccus* Naum. и виды, близкие к современным *Pinus*, *Picea* и т. д.; пыльца покрытосеменных класса *Porosa* представлена родами *Monoporina* Naum., *Ptychomonoporina* Naum., *Tripolina* Naum., *Tetraporina* Naum. Основываясь на этих определениях, М. С. Нагибина считает возможным отнести некоторую часть рыхлых отложений в бассейне р. Чикоя к палеоген-неогеновому возрасту.

П. Н. Иванов, Н. А. Флоренсов (1958 г.) указывают на находки гипарионовой фауны в красноцветных песчано-глинистых отложениях

долины р. Чикоя, что позволяет им считать эти отложения плиоценовыми. Кроме того, озерные отложения этого же возраста имеются в бассейне р. Нерчи; из них Г. Г. Мартинсоном (1950) была описана фауна моллюсков. Фауна была найдена им в обломках известкового конгломерата в пади Шеликан, среди делювиальных отложений. В ней определены следующие формы: *Theodoxus naliivkini*, *Micromelania* sp., *Helix* sp., *Sphaerium* cf. *corneum* L., *Pisidium* cf. *henslowianum* Shep.

По составу и облику этой фауны Г. Г. Мартинсон (1950) делает вывод о неогеновом возрасте отложений и указывает на то, что в фациальном отношении они могут быть отнесены к прибрежно-озерным осадкам.

Аллювиальные отложения. Эти отложения в Восточном Забайкалье развиты на значительных площадях. Они выделяются в долине р. Шилки, в бассейнах рек Газимура и Унды, в пределах северо-восточной части Балейской впадины, где они известны под именем каменных конгломератов, в долине р. Онона (выше устья р. Унды), в бассейне р. Нерчи и в долине р. Туры. Во всех этих местах аллювиальные отложения представлены галечниками и конгломератами.

По особенностям строения и условиям залегания среди этих отложений можно выделить два разновозрастных комплекса осадков, формировавшихся в два этапа развития гидрографической сети. К наиболее ранним относятся аллювиальные отложения пра-Шилки, они в своем распространении не связаны с современной речной сетью и развиты обычно в пределах современных водоразделов. Их условно можно отнести к палеогену (?).

Более молодыми по возрасту являются аллювиальные отложения, залегающие в погребенных долинах и обнажающиеся в цоколях террас современных рек Шилкинского бассейна. Они условно датируются неогеном.

Аллювиальные отложения пра-Шилки широко распространены в Арбагарской впадине, где залегают на размытой поверхности дислоцированных озерных осадков нижнего мела и перекрываются различной по мощности толщей озерных отложений, содержащих миоцен-плиоценовый спорово-пыльцевой комплекс (см. табл. 9 и рис. 37). Эти отложения образованы галечниками каолинизированными, окрашенными в светло-серые, желто-охристые или красновато-желтые цвета. Гальки и валуны хорошо окатаны, размеры их в среднем от 4—7 до 15—20 см. Они представлены кварцем, кварц-турмалиновой породой, кварцитом, гранитом, песчаниками, метаморфическими сланцами и др. При этом преобладают гальки и валуны кварцевого состава.

Вмещающими породами являются грубозернистые глинистые каолинизированные пески. Каолинита в них содержится до 29% (см. табл. 8). Слоистость и сортированность материала в породах отчетливо выражены. Мощность этих отложений до 15 м. У северо-восточной окраины Арбагарской впадины на описываемые галечники надвинуты известковистые сланцы по азимуту $230^\circ \angle 35-39^\circ$.

Вдоль тектонического контакта прослеживается светло-желтая глина с втертыми в нее обломками известковистых сланцев и галек.

Аналоги описанных отложений были встречены к северо-востоку от Арбагарской впадины, в пределах междуречий левобережных притоков р. Шилки, и прослежены более чем на 80 км. Эти отложения имеют различные глубины залегания и разные мощности.

Во впадинах (Арбагарская) они залегают на глубинах до 100 м, будучи погребенными под миоцен-плиоценовыми озерными осадками; мощность аллювия здесь 10—15 м.

За пределами впадин они залегают почти на поверхности и характеризуются мощностями от 0,5 до 2—6 м.

Различные глубины залегания древнего аллювия и различная его сохранность обусловлены значительными тектоническими движениями блокового характера, проявившимися после их отложения.

Споры и пыльца в описываемых аллювиальных отложениях обнаружены не были. Основываясь на том, что они залегают с размывом на фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего мела, несут следы значительного химического выветривания и перекрываются озерными осадками с миоцен-плиоценовым спорово-пыльцевым комплексом, можно условно отнести их к палеогену (?).

Возможными аналогами описанных отложений можно считать каменные конгломераты, развитые в северо-восточной части Балейского грабена (Мирчинк, 1959).

Многие исследователи считали, что каменные конгломераты мелевых отложений балейской свиты и относятся к палеоген-неогену. С. А. Музылев в 1941 г. указывал, что каменные конгломераты являются аналогами пород балейской свиты и могут быть отнесены по возрасту к нижнему мелу. И. С. Яговкин в 1953 г. высказывал мнение о том, что они являются четвертичными. Некоторые исследователи расчленили толщу каменных конгломератов на два горизонта, основываясь на их неодинаковой плотности.

Большинство исследователей (Музылев и др.) рассматривали каменные конгломераты как единую толщу, отмечая при этом отличия в петрографическом составе галек и в разной их крупности в нижней и верхней частях разреза и относили их к отложениям делювиально-пролювиального типа, накапливавшимся вдоль подножий гор.

Исследованиями последних лет (Мирчинк, 1959) в разрезе каменных конгломератов выделено два комплекса осадков, образовавшихся в различное время и в разных условиях. Нижняя часть разреза представлена отложениями делювиально-пролювиального генезиса и относится к балейской свите мелового возраста по аналогии с фаунистически охарактеризованными отложениями, развитыми в центральной части Балейской впадины; отложения верхней части разреза, залегающие с размывом на нижней и представленные аллювием, составляют собственно каменскую свиту и условно относятся к палеоген-неогеновому возрасту.

Основанием для такого расчленения являются следующие данные: 1) различный характер отложений; если в нижней части Каменского разреза преобладает почти неокатанный грубообломочный материал из пород, окружающих Балейскую впадину, то верхнюю его часть слагают валунно-галечные отложения, в которых большую роль играет чуждый материал; 2) значительные различия в минералогической характеристике пород нижней и верхней частей Каменского разреза, указывающие или на различный характер химического выветривания этих толщ, или на то, что отложения нижней части разреза, относящиеся к балейской свите, были затронуты гидротермальными процессами. Все это позволяет рассматривать описываемые отложения, как разновозрастные образования, представленные различными генетическими типами осадков.

Отложения каменной свиты состоят из галек и валунов пород различного петрографического состава, среди которых преобладают граниты и значительную роль играет кварц. Гальки имеют средние и крупные размеры и преимущественно среднюю степень окатанности (встречается, впрочем, много галек и с хорошей окатанностью). Материал сортирован, хорошо видна слоистость, иногда заметны элементы ориентировки галек и валунов, указывающие на направление водного потока с востока на запад. Цемент в породах — песчаный и песчано-глинистый, содержащий большое количество мелкообломочного гранита и зерен кварца. Окраска пород — красно-бурая и лиловато-сиреневая. Максимальная мощность свиты 100—150 м.

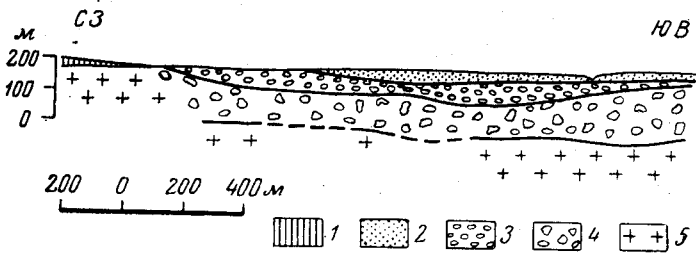


Рис. 31. Геологический разрез в северо-восточной части Балейской впадины

1 — четвертичные делювиальные образования; 2 — четвертичные аллювиальные отложения; 3 — палеоген-неогеновые аллювиальные отложения (каменная свита); 4 — меловые делювиально-пролювиальные отложения (балейская свита); 5 — породы докайнозоя

Основная порода свиты — конгломераты — несет ясные следы химического выветривания, на что указывает наличие в ней монтмориллонита и разрушенных гранитных валунов и валунов и гальки метаморфических пород (они легко рассыпаются в руках). Конгломераты залегают с разрывом на различных горизонтах балейской свиты.

Приведенные данные позволяют сделать вывод об аллювиальном генезисе отложений каменной свиты и о том, что они накапливались в крупной речной долине, развивавшейся в условиях расчлененного рельефа. Налегание каменных отложений с разрывом на меловые образования балейской свиты указывают на значительный перерыв в осадконакоплении. Это является основанием для того, чтобы относить свиту к послемеловому возрасту.

Наложение процессов химического выветривания позволяет говорить о дочетвертичном возрасте отложений каменной свиты, так как климатические условия четвертичного периода в Забайкалье не были благоприятными для формирования коры выветривания. Основываясь на всех приведенных данных, можно предполагать, что отложения каменной свиты относятся к палеогеновому периоду.

Породы каменной свиты дислоцированы, они имеют падение слоев от периферии к центру Балейской впадины, а это говорит о том, что после их образования продолжалось погружение впадины (рис. 31).

Наряду с описанными выше отложениями древнего аллювия выделяются еще красноцветные галечники, залегающие в погребенных долинах и обнажающиеся в цоколях террас современных долин. Они очень широко распространены в Забайкалье и представлены галечниками, состоящими из галек различного петрографического состава и разной

степени окатанности, обычно преобладают гальки кварцевого состава. Вмещающими породами являются желто-бурые или красно-бурые глины и глинистые пески, содержащие гидрослюды (до 17%) и бейделлит (до 20%). Гальки и обломки некварцевого состава выветрелые.

Залегают эти отложения на образованиях коры выветривания и сами несут следы химического выветривания. Они прослежены в долине р. Онона, где залегают в древней долине, расположенной в стороне от современной, и погребены под гравийными песками плиоцен-плейстоценового возраста (см. рис. 33). Аналогичные отложения выделяются по р. Шилке (в окрестностях поселков Присковая, Епифанцево, Бишитино, городов Сретенска, Усть-Карска и др.), где они залегают на цоколях террас высотой от 5—10 до 70—80 м над уровнем современной Шилки. Широко распространены эти отложения по притокам р. Шилки — в долинах рек Кии, Нерчи, Куэнги, Кары и других, где они или обнажаются в цоколях современных террас или залегают в древних погребенных долинах, срезанных современными террасами различных уровней.

Приведенные данные показывают, что описываемые аллювиальные отложения несут следы химического выветривания. Кроме того, они содержат плиоценовый спорово-пыльцевой комплекс (см. табл. 9) и залегают стратиграфически ниже песчано-гравелистых отложений, охарактеризованных плиоцен-плейстоценовым спорово-пыльцевым спектром. Это позволяет относить их к плиоцену и связывать с более поздним этапом развития гидрографической сети по сравнению с этапом формирования пра-шилкинской системы.

Унаследование плиоценовых долин современными указывает на то, что основное положение современной гидрографической сети было заложено в плиоцене.

В. Г. Андреев, Г. В. Зенцов и другие упоминают о развитии древнего, палеоген-неогенового аллювия в долине р. Туры. Древний аллювий представлен валунно-галечниковыми отложениями и залегает на террасе высотой от 50 до 80 м над современным уровнем р. Туры; для него характерна выветрелость пород, на основе которой условно определяется и его возраст.

Эффузивы широко известны в Забайкалье и представлены базальтами, андезито-базальтами, изредка липаритами, а также туфами, туфобрекчиями указанных выше пород. Возраст их определяется условно как палеоген-неогеновый или третично-четвертичный по соотношению с подстилающими и перекрывающими их отложениями.

Н. А. Флоренсов отмечает, что для южной и юго-восточной частей Восточного Забайкалья характерно широкое распространение андезито-базальтов палеоген-неогенового возраста. Особенно большие их площади встречаются в Приаргунье. Эти излившиеся породы в большинстве случаев приурочены к впадинам, хорошо выраженным в рельефе. Некоторые исследователи считают, что андезито-базальты перекрываются липаритами и их туфами. Однако соотношения между этими эффузивными комплексами разного состава еще окончательно не выяснены.

В. Н. Козеренко (1956а) приводит данные о развитии кайнозойских эффузивов в юго-восточной части Забайкалья, где они представлены базальтами и андезитами, образующими покровы мощностью до 150—200 м. Они залегают горизонтально или почти горизонтально на различных породах палеозоя, юры, нижнего мела и мезо-кайнозоя, распространены преимущественно в пониженных участках древнего рельефа и

местами занимают площади более 100 км². Макроскопически В. Н. Козеренко выделяет среди них три основные разновидности: плотные тонко- и среднезернистые породы черного цвета, наиболее широко распространенные; вторая разновидность характеризуется наличием огромного количества пустот округлой формы, иногда заполненных халцедоном; третья разновидность представлена миндалекаменными базальтами.

Н. Г. Истомина указывает на развитие базальтовых покровов и даек в южной части Забайкалья по падям Бугутур, Озерная, где они представлены двумя разновидностями: 1) темно-серыми, аморфными породами и 2) пузырчатыми, с жеодами халцедона. Возраст базальтов условно определяется как неогеновый.

П. И. Осадчий упоминает о распространении молодых эффузивов в Борзинском районе, а А. В. Внуков указывает на развитие молодых эффузивов, условно относящихся к палеоген-неогеновому возрасту, в бассейне верхнего течения рек Чикоя и Ингоды, где андезиты и андезито-базальты были встречены в верховьях р. Черемховой.

И. Г. Рутштейн, М. И. Никульшин и другие геологи указывают на развитие кайнозойских покровов основных эффузивов в юго-западной части Кукульбейского хребта, по низовьям падей Уксака и Гангата, а также у слияния падей Долгакыча и Тутхалтуй. Основные эффузивы представлены оливковыми базальтами, андезито-базальтами общей мощностью около 100 м. Кайнозойский возраст их принят условно на основании того, что они залегают на верхней юре и распространены близ северо-восточной окраины Харанорской депрессии, выполненной отложениями нижнего мела.

В. Н. Котко отмечает широкое развитие молодых эффузивов в юго-восточной части Забайкалья. Наибольшее распространение они получили вдоль бортов падей Б. Зерентуй, Поперечный Зерентуй и по Гидаринскому Зерентую, прослеживаясь далее на северо-восток вдоль пади Гидари. Эти эффузивы образуют громадные поля горизонтально залегающих покровов и приурочены к пониженным участкам современного рельефа. Они представлены: 1) андезито-базальтами; 2) мандельштейновыми базальтами; 3) оливковыми базальтами. Мощность эффузивов около 200 м.

Кайнозойский возраст отложений определяется на основании несогласного залегания их на породах нижнего мела. Известно распространение базальтов и кислых эффузивов палеоген-неогенового возраста в северо-восточной части Забайкалья.

Н. Р. Чудаков и К. И. Егоров указывают на развитие базальтов и кислых эффузивов в Тунгирской депрессии, где они выделяются в виде отдельных пятен на водоразделах рек Ныяги и Диктанды, Диктанды и Дюганы и далее по северному борту депрессии. Эти эффузивы относятся к палеоген-неогеновому возрасту на том основании, что они перекрывают и прорывают отложения верхней юры и нижнего мела.

В. И. Фельдман, Ю. П. Скрюченков и другие исследователи приводят данные о распространении молодых эффузивов в бассейне р. Ингоды, где они образуют поля площадью от 0,5—1 до 60—80 км². Среди них выделяются следующие разновидности: андезиты, спессартиты, диабазовые порфириты, андезитовые порфириты, андезито-дацитовые порфириты. Покровы, чаще приурочены к водоразделам, но иногда встречаются и в долинах. Мощность покровов около 200—250 м. Кайнозойский возраст их определяется условно.

Базальты кайнозойского (?) возраста распространены в долине р. Дай и в бассейне верхнего течения р. Урюмкана (Катушенок, Нагибина, 1945).

Недостаточное количество данных о палеоген-неогеновых отложениях Забайкалья, почти полное отсутствие в них фауны, их территориальная разобщенность не позволяют в большинстве случаев установить стратиграфические соотношения выделяемых генетических типов отложений и не дают возможности выяснить палеогеографию палеогенового и неогенового периодов в Забайкалье.

Четвертичные (антропогенные) отложения

До последнего времени специальных работ по изучению четвертичных отложений Читинской области не производилось, а они рассматривались лишь попутно в связи с геологическими съемками или гидрогеологическими и инженерно-геологическими исследованиями. В литературе имеются лишь отдельные отрывочные сведения по четвертичным отложениям этого края. В большинстве работ дается описание их генетических типов, и только в некоторых работах делается попытка их стратиграфического расчленения. Н. И. Толстихин, анализируя материалы по строению террас бассейна р. Шилки и основываясь на фаунистических находках и данных о стоянках первобытного человека, выделил в 1930 г. два возрастных комплекса четвертичных отложений: отложения первой половины четвертичного периода, куда им отнесены верхние террасы (до третьей), охарактеризованные в Восточном Забайкалье остатками *Rhinoceros tichorhinus*, и отложения нижних трех террас, датированных неолитическими стоянками человека.

А. А. Арсеньев (1937), изучавший северные районы Читинской области, выделил три комплекса ледниковых отложений, связанных с тремя оледенениями, которые он связывал с проявлением молодых тектонических движений. А. Я. Колтун, проводившая в 1956 г. исследования в южных районах Читинской области (г. Сохондо), выделила два разновозрастных комплекса ледниковых отложений и связала их с двумя фазами оледенения.

И. В. Арембовский на основе широкого сопоставления фаунистически охарактеризованных опорных разрезов в бассейне р. Ангары, в Прибайкалье и в Восточном Забайкалье дал в 1948 г. более дробное стратиграфическое деление четвертичных отложений для Восточной Сибири и Забайкалья. Им выделяются следующие образования:

Доледниковые отложения, представленные древним аллювием и красно-бурыми покровными суглинками с *Elephas trogontherii* и орудиями мустьерской эпохи.

Отложения первой (или максимальной) эпохи оледенения, которые состоят из песчаных глин и галечников со следами гляциодислокаций, моренных глин, зандровых песков, галечников, нижнего горизонта лёссов и содержат фауну моллюсков перигляциального облика.

Межледниковые отложения, представленные погребенными почвами, большей частью лугового типа, с культурными остатками солотрейской эпохи и мамонтовой фауной, содержащей сибирского носорога. В Забайкалье им соответствуют дюнные пески.

Отложения второй (или последней) эпохи оледенения представлены верхним горизонтом лёсса, лёссовидными суглинками и супесями с культурными остатками мадленской и азильской эпох, с мамонтовой фауной; песчано-галечниковыми отложениями аллювия восьмиметровой террасы верхнего Приаргунья, илисто-торфяными отложениями и песчаными отложениями Забайкалья.

Послеледниковые отложения, к которым относятся современные почвы, новейшие элювиальные и делювиальные отложения, золотые пески и верхние горизонты лёсса Забайкалья.

Четвертичные отложения Читинской области имеют широкое распространение. Они представлены различными генетическими типами осадков, среди которых выделяются: элювиальные образования, развитые на водоразделах, отложения делювия, пролювия и аллювия, залегающие в долинах и падах, озерные осадки, выполняющие тектонические впадины, ледниковые, золотые отложения и вулканогенные образования. Фауна млекопитающих была найдена только в двух комплексах осадков, ввиду чего стратиграфическое расчленение этих отложений приходится основывать на связи их с определенными элементами рельефа, литологических особенностях пород, на спорово-пыльцевых анализах. Используя эти данные, среди четвертичных отложений Читинской области можно выделить четыре возрастных комплекса осадков, соответствующих четырем крупным этапам развития гидрографической сети.

К первому этапу относятся делювиальные, пролювиально-аллювиальные, озерные и озерно-аллювиальные осадки, представленные глинистыми песками, глинами и песками, иногда включающими мелкий гравийный и дресвянистый материал. Эти отложения несут слабые следы химического выветривания. Они имеют широкое региональное распространение в Забайкалье и за его пределами и относятся по спорово-пыльцевым и фаунистическим данным к переходным слоям от палеоген-неогена к четвертичному периоду.

Ко второму этапу относятся делювиально-пролювиальные, озерно-аллювиальные и озерные осадки, представленные песками, иногда обогащенными дресвяно-щебенчатым материалом и глинами. Эти отложения не несут следов химического выветривания и приурочены к тектоническим впадинам и бессточным котловинам, часто не связанным с современной гидрографической сетью. Палеонтологически они неохарактеризованы, условно их можно отнести к среднему плейстоцену.

К третьему этапу относятся аллювиальные отложения, развитые в современных долинах и приуроченные к различным надпойменным террасам, врезанным в озерные, озерно-делювиальные и другие осадки. С этим же этапом связано формирование делювиально-аллювиальных и делювиальных отложений, выполняющих современные пади; они охарактеризованы верхнепалеолитическим комплексом культурных остатков. Условно их можно датировать верхним плейстоценом.

К четвертому этапу относятся современные элювиальные образования, аллювиальные отложения современных пойменных, иногда первых надпойменных террас, перекрывающий их делювий и современные русловые образования. Условно их можно отнести к голоцену. Выделенные четыре комплекса осадков связаны с четырьмя этапами развития рельефа, имеющими возрастное значение для описываемого района. Однако соотношение этих комплексов с общепринятым деле-

нием четвертичного периода в настоящее время остается еще не вполне ясным из-за малого количества фаунистических данных. Поэтому сопоставление их с подразделениями общей шкалы четвертичной системы следует считать условным.

Особо разбираются нерасчлененные по возрасту ледниковые, золовые и вулканогенные образования, соотношения которых с выделенными четырьмя возрастными комплексами осадков пока неясны.

Отложения, связанные с первым этапом развития рельефа (нерасчлененные по возрасту отложения верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена). Среди осадков этого комплекса в Забайкалье значительно распространены озерные, озерно-делювиальные отложения, выполняющие тектонические впадины; аллювиально-озерные и аллювиально-пролювиальные отложения, залегающие в долинах. Последние известны в бассейнах рек Шилки, Онона, Унды и др. Делювиально-пролювиальные отложения особенно широкое распространение получили вдоль юго-восточного склона Борщовочного хребта. Они представлены песчаными, песчано-гравийными и песчано-глинистыми или дресвянистыми разностями. Пески преимущественно аркозовые, слабо каолинизированные, для них характерны большие мощности (100 м и более).

Делювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения развиты вдоль юго-восточного склона Борщовочного хребта. Наиболее типичный разрез их был описан З. Н. Шваревой (1956) по пади Загдачи, правому притоку р. Унды:

1. Почва	1 м
2. Суглинки желто-бурые с включением обломков гранитов и метаморфических сланцев	0,5 „
3. Галечники, состоящие их плохо- и среднеокатанных галек с примесью обломков. В гальках и обломках преобладают породы, слагающие Борщовочный хребет. Материал отсортирован плохо, слоистость в породе выражена хорошо. Галечники включают горизонты гравийного песка. Цвет породы серый	
4. Песок серый среднезернистый с обломками борщовочных гранитов. Цвет породы серый, отчетливо видна косая слоистость	0,7 „
5. Гравий, переслаивающийся с мелким галечником. Окатанность материала слабая, отдельные гальки выветрелые. Цвет породы серо-желтый	12 „
6. Галечники, состоящие из плохоокатанных галек и обломков, различных по величине, в которых преобладают материал борщовочных гранитов. Сортировка и слоистость не наблюдаются. Галечники несут следы выветривания. Цвет породы желто-серый	5 „
Общая мощность отложений 50—60 м.	

Отложения того же генезиса, имеющие строение аналогичное описанным, выделяются по другим падам, впадающим в р. Унду (Нижняя, Киберево, Домашняя и т. д.). Значительное количество в их составе неокатанного материала (наряду с окатанным) преобладание в обломках пород, слагающих Борщовочный хребет, плохая сортированность материала и отчетливо выраженная слоистость позволяют отнести их к отложениям делювиального и аллювиально-пролювиального генезиса.

Аллювиальные отложения приурочены к древним долинам. Они известны в долинах рек Унды (рис. 32), Онона (рис. 33), Шилки, Нерчи, Кузги и многих других. В тех случаях, когда современные долины совпадают с древними, эти отложения обнажаются в цоколях различных террас. В цоколе пятой надпойменной террасы р. Онона (рис. 34), выше устья р. Унды, имеющей высоту над уровнем реки 80 м и мощность

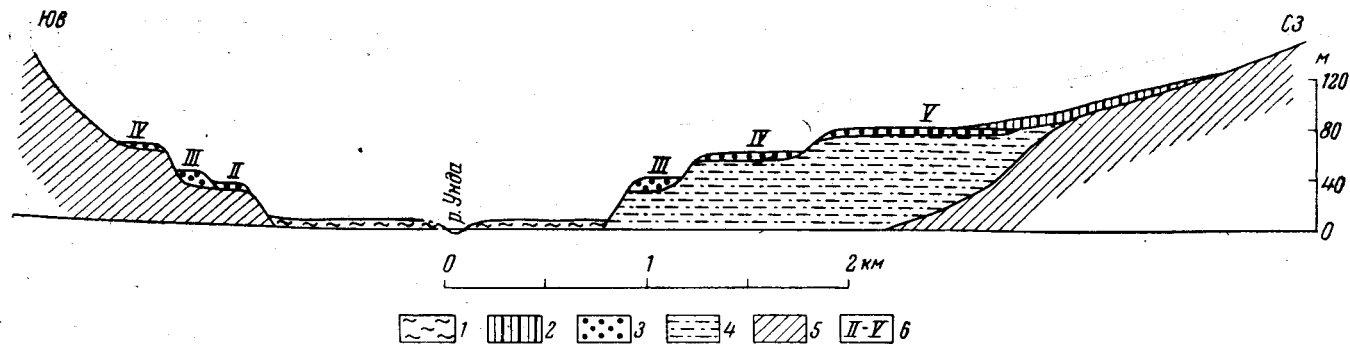


Рис. 32. Поперечный профиль долины р. Унды

1 — голоценовые аллювиальные отложения; 2 — верхнеплейстоценовый делювий; 3 — верхнеплейстоценовый аллювий II, III, IV и V надпойменных террас; 4 — верхнеплиоценовые — нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения; 5 — породы докайнозоя; 6 — террасы

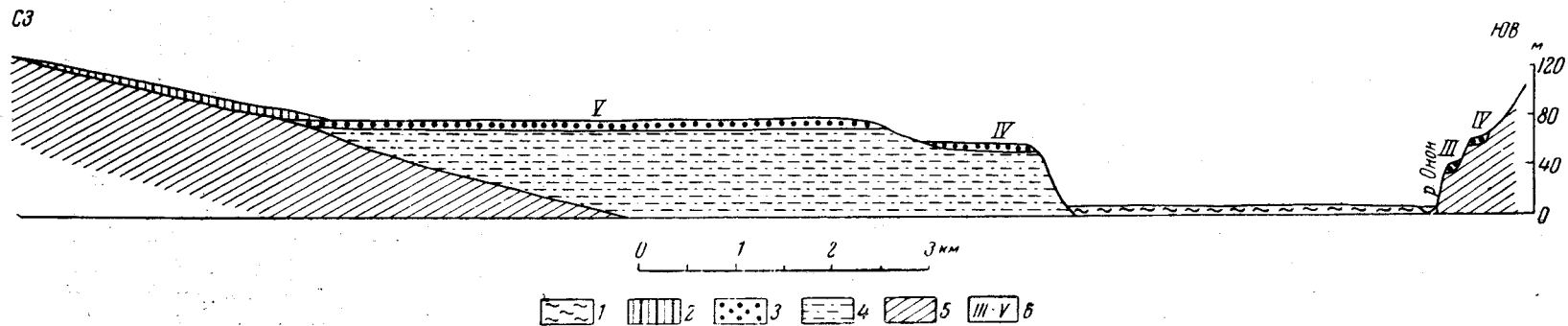


Рис. 33. Поперечный профиль долины р. Онона

1 — голоценовые аллювиальные отложения; 2 — верхнеплейстоценовый делювий; 3 — верхнеплейстоценовый аллювий III, IV и V надпойменных террас; 4 — верхнеплиоценовые — нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения; 5 — породы докайнозоя; 6 — террасы

аллювия 6,5 м, З. Н. Шваревой составлен следующий разрез, характеризующий строение древнего аллювия (сверху вниз):

- | | |
|---|-------|
| 1. Пески светло-серые среднезернистые с прослоями мелко- и крупнозернистого песка. Окатанность зерен хорошая. Отчетливо видна косая слоистость, подчеркнутая переслаиванием песка различной зернистости | 3 м |
| 2. Галечники, состоящие из хорошо- и среднеокатанных галек разнообразного петрографического состава (граниты, метаморфические сланцы, кварциты); цемент их песчаный. Цвет породы серый | 0,7 „ |
| 3. Переслаивание крупнозернистого песка и мелкого галечника, Окатанность материала хорошая, петрографический состав разнообразный, преобладает галечка кварца. Гальки метаморфических сланцев и порфиритов выветрелые; хорошо выражена сортированность материала и слоистость, цвет породы светло-серый | 15 „ |

Ниже склон прикрыт делювием. Аналогичное строение имеют аллювиальные отложения и в долинах других рек Забайкалья.

Озерные отложения очень широко распространены; они выполняют тектонические впадины и имеют мощность до 100 м. Озерные осадки известны в Арбагарской, Дуралейской, Делюнской, Ононо-Караксарской

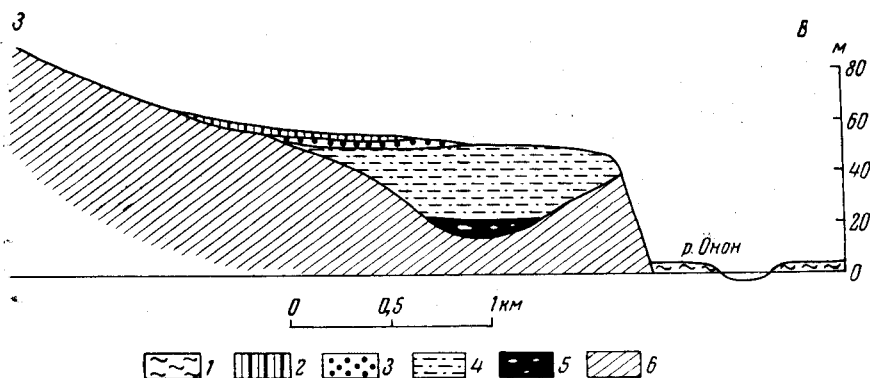


Рис. 34. Поперечный профиль левого берега р. Онона, выше деревни Чирон
 1 — голоценовый аллювий пойменной террасы; 2 — верхнелейстоценовый делювий;
 3 — верхнелейстоценовый аллювий; 4 — верхнелийстоценовые—нижнелийстоценовые аллювиальные отложения; 5 — неогеновые аллювиальные отложения; 6 — породы докайнозоя

и в других впадинах. Везде они характеризуются однотипным строением. Наиболее полные разрезы этих отложений имеются в Арбагарской впадине, где они изучались в 1936—1937 гг. Б. А. Максимовым и были помещены им на границе неогенового и четвертичного периодов. Их образование он связывал с пра-Шилкой, располагавшейся к северо-западу от современной долины, в пределах Арбагарской и Нерчинской впадин. Позднее эти отложения Б. А. Иванов (1949а) и Н. Ф. Сырцова выделяли в разрезах разведочных выработок. Названные авторы условно относили их к палеоген-неогеновому возрасту и именовали утанской свитой. На большую мощность они вскрываются в карьере правого склона пади Арбагар, в 1,5—2 км выше ее устья. Здесь в обрыве 20-метровой высоты обнажаются сверху пески светло-серые кварцевые с подчиненным количеством зерен каолинизированных полевых шпатов. Замечается чередование грубозернистых разностей песков с гравийными, в которых выделяются горизонты мелких галечников. Гальки слабо окатаны, в них преобладает кварц, встречаются

метаморфические породы и песчаники мела. Породы хорошо сортированы, отчетливо видна косая слоистость и линзовидное залегание отдельных горизонтов. Нижние горизонты сильно обохрены.

В нижней части разреза в песчаной толще выделяются отдельные горизонты тонкослоистых иловатых жирных глин мощностью от 15—20 до 50 см. Протяженность линз до 10 м.

Аналогичное строение имеют озерные отложения, развитые в Дуралейской, Делюнской, Ононо-Караксарской и в других впадинах Забайкалья.

О неравномерности тектонических движений в период накопления описываемого комплекса свидетельствует различие мощностей аллювиально-пролювиальных осадков в тектонических впадинах, расположенных у юго-восточного склона Борщовочного хребта и в других районах Забайкалья. Эти отложения характеризуются определенными спорово-пыльцевыми спектрами (табл. 9) *.

Приведенные данные спорово-пыльцевых анализов из различных частей разреза показывают большое разнообразие видового состава пыльцы, присутствие хвойных калифорнийского типа, что позволяет формирование вмещающих ее отложений отнести к верхам плиоцена; в других случаях наблюдается обеднение видами и почти полное отсутствие теплолюбивых форм, пыльца которых встречается единично, что позволяет вмещающие ее отложения относить к началу плейстоцена. Основываясь на данных спорово-пыльцевых анализов и на слабой каолинизации пород, можно говорить об относительно теплом климате, свойственном палеогеновому и неогеновому периодам, сохранившемся и в начале четвертичного периода. Все эти данные позволяют относить их по возрасту к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену.

Отложения, связанные со вторым этапом развития рельефа (средний плейстоцен). Отложения этого комплекса представлены озерными, озерно-делювиальными и делювиально-аллювиальными осадками. Они приурочены к тектоническим впадинам и известны в долине р. Нерчи (в окрестностях г. Нерчинска), в пределах Арбагарской впадины (рис. 35), в междуречье Кручины и Ингоды. Широкое распространение они имеют в окрестностях г. Читы; по-видимому, к этому же комплексу осадков можно отнести отложения, выполняющие бессточные впадины в Приононском районе, описанные в 1953 и 1955 гг. Н. С. Богомоловым. На левом берегу р. Нерчи отложения среднего плейстоцена обнажаются в цоколях террас, имеющих 5—10, 15—20, 30—35 и 60 м высоты над уровнем реки (рис. 36).

Отдельные расчистки на склонах этих террас, описанные в 1958 г. М. С. Комаровой, показывают, что они сложены желтыми, желтовато-серыми, мелко- и среднезернистыми песками; местами в них видна горизонтальная и косая слоистость. Кое-где наблюдаются горизонты и линзы, обогащенные мелкообломочным материалом, редко встречаются окатанные гальки и валуны. Обломки представлены метаморфическими сланцами, гнейсами и гранито-гнейсами. На песках залегают маломощные аллювиальные отложения (галечники) различных террас р. Нерчи. По склону к пади Глубокой (впадающей слева в р. Кручину) видно залегание желтых супесей с редкими гальками и обломками на светло-серых каолинизированных кварцево-полевошпатовых песках эоплейсто-

* Анализы производились в спорово-пыльцевой лаборатории ЦНИГРИ Л. Я. Лапиной и З. В. Стрепетовой.

Период (система)	Четвертичная (антропогенная)				Неогеновая														
	Озерные				Делювиально-озерные				Аллювиальные		Озерные								
Генетический тип отложений	Арбагарская впадина				Сенкокучинская впадина				р. Нерча (терраса 50 м высоты)		Арбагарская впадина								
	Падь Ключевая		Падь Сосновая		Скважина № 3						Падь Сосновая						р. Шилка (в доколе террасы)		
Место взятия образца					Слой I, глуб. 15 м		Слой I, глуб. 20 м												
	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	
Древесная пыльца	148	46,9	47	49,2	290	57,3	164	42,6	525	88,8	316	69,4	368	61,5	296	53,3	260	100	
Недревесная пыльца	165	52,1	36	37,1	54	10,5	71	20,2	2	0,2	14	3,0	—	—	—	—	—	—	
Споры	1	0,3	12	12,3	160	30,8	151	28,1	60	10,0	115	25,7	220	36,9	247	44,9	3	1,0	
Древесная пыльца																			
<i>Ginkgoaceae</i>													2	0,3	3	0,5			
<i>Ginkgo</i> тип <i>biloba</i>													31	5,2	35	6,4	3	1,1	
<i>Podocarpus</i>												5	1,1	27	4,5	13	2,4	20	8,0
<i>Podocarpus dacrydiodes</i>												1	0,2	1	0,1	1	0,1		
<i>Dacrydium</i>													1	0,1					
<i>Cupressaceae</i>															1	0,1			
<i>Tsuga canadensis</i>							5	1,3	87	14,8	36	8,0					1	0,1	
<i>Tsuga</i> тип <i>canadensis</i>									5	0,8									
<i>Tsuga diversifolia</i>									11	1,8	4	0,8			1	0,1	1	0,4	

<i>Larix</i>	3	0,9								12	2,6							
Pinaceae (<i>Abies</i> , <i>Keteleeria</i> , <i>Picea</i>)												23	3,7	76	14,0	67	26,0	
<i>Abies</i> — <i>Keteleeria</i>												2	0,3	6	1,1	13	5,0	
<i>Keteleeria</i>										2	0,4	20	3,4	22	4,0	5	2,0	
<i>Abies</i>	2	0,6			1	0,2	4	1,0	25	4,3	19	4,2	21	3,5	14	2,5	2	0,8
<i>Cedrus</i>												4	0,6					
<i>Picea</i>					8	1,5	25	6,5			114	25,3	159	27,0	53	9,8	115	43,7
<i>Picea</i> секция <i>Omorica</i>									3	0,5			4	0,6	1	0,1	3	1,1
<i>Picea</i> секция <i>Eupicea</i>									229	39,1			27	4,5	42	7,7		
<i>Pinus</i>	87	27,7	28	29,4	100	19,8	39	10,1	44	7,5	61	13,5	19	3,2	14	2,5	27	10,3
<i>Pinus</i> подрод <i>Diploxyylon</i>									91	15,0	5	1,1	18	3,2	9	1,6	2	0,8
<i>Pinus</i> подрод <i>Harploxyylon</i>					2	0,4	15	3,9	18	3,0	30	6,6	3	0,5	2	0,3	2	0,8
<i>Pinus</i> sp. I									4	0,6								
<i>Pinus</i> секция <i>Strobus</i>					3	0,6	2	0,6			3	0,5						
<i>Pinus sibirica</i>	12	3,8																
<i>Pinus</i> секция <i>Pseudostrobus</i>							4	1,0										
<i>Pinus silvestris</i>	42	13,3																
<i>Pinus</i> секция <i>Eupitys</i>					24	4,7	8	2,0										
Juglandaceae													1	0,1				
<i>Quercus</i>											1	0,2	1	0,1				
<i>Tilia</i>											1	0,2						
<i>Carpinus</i>					3	0,6	1	0,2							1	0,1		
<i>Betula</i>	1	0,3	16	16,8	114	22,6	46	11,9	8	1,3	19	4,2						
<i>Corylus</i>					2	0,4	2	0,6										
<i>Alnus</i>			1	1,0	31	6,1	6	1,7										
<i>Salix</i>	1	0,3	2	2,0			1	0,2	1	0,1	3	0,5						

Период (система)	Четвертичная (антропогенная)				Неогеновая													
	Озерные				Делювиально-озерные				Аллювиальные		Озерные							
Генетический тип отложений					Сенкокучинская впадина				р. Нерча (терраса 50 м высо- той)		Арбагарская впадина							
	Арбагарская впадина				Скважина № 3													
Место взятия образца	Падь Ключевая		Падь Сосновая		Слой 1, глуб. 15 м		Слой 1, глуб. 20 м				Падь Сосновая						р. Шилка (в цоколе террасы)	
	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%	Количество зерен	%
Неопределимая пыльца					2	0,4	6	1,6							5	0,7		
Недревесная пыльца																		
Gramineae	24	7,5	6	6,0			1	0,2										
Cyperaceae	1	0,3	1	1,0														
<i>Artemisia</i>	124	39,4	12	12,6	14	2,7	6	1,7										
Chenopodiaceae	8	2,5	1	1,0			4	1,0										
Compositae	4	1,2	1	1,0	11	2,1	17	4,4	1	0,1	5	1,1						
Ericaceae							32	8,2										
<i>Ephedra</i>			1	1,0	4	0,8												
Rosaceae (<i>Sanquisorba</i>)			3	3,0														
Onagraceae					2	0,4			1	0,1	1	0,2						
Dipsosacaeae											1	0,2						
Неопределимые виды	4	1,2	11	11,5	23	4,5	11	4,7			7	1,5						

Споры																		
<i>Cibotium</i>															1	0,1		
Тип <i>Cibotium</i>															1	0,1		
Schizaeaceae												3	0,5	17	3,5			
<i>Lygodium</i>												23	3,7	20	3,6			
<i>Mohria</i>														2	0,3	1	0,4	
<i>Gleichenia</i>														189	34,8			
<i>Dicksonia</i>												2	0,3	1	0,1			
<i>Selaginella</i>				3	0,6	3	0,4					163	27,7	4	0,6			
Osmundaceae														4	0,6			
Polypodiaceae			7	7,3	146	29,0	123	21,6	58	9,7	55	12,4	6	1,0	5	0,9		
Lycopodiaceae	1	0,3			1	0,2	3	0,7	2	0,3			4	0,6	1	0,1		
<i>Lycopodium alpinum</i>			1	1,0														
<i>Leiotriletes</i>													14	2,3	1	0,1	2	0,6
<i>Trachytriletes</i>													3	0,5				
<i>Chymenozonotriletes</i>															1	0,1		
Filicales													2	0,3				
Bryales					4	0,4	5	1,3			60	13,3						
Sphagnales			4	4	6	0,6	17	4,4										
Общее количество зерен, спор и пыльцы	314	99,3	95	98,6	504	98,6	386	90,9	587	99,0	445	98,1	588	98,4	543	98,2	263	101,0

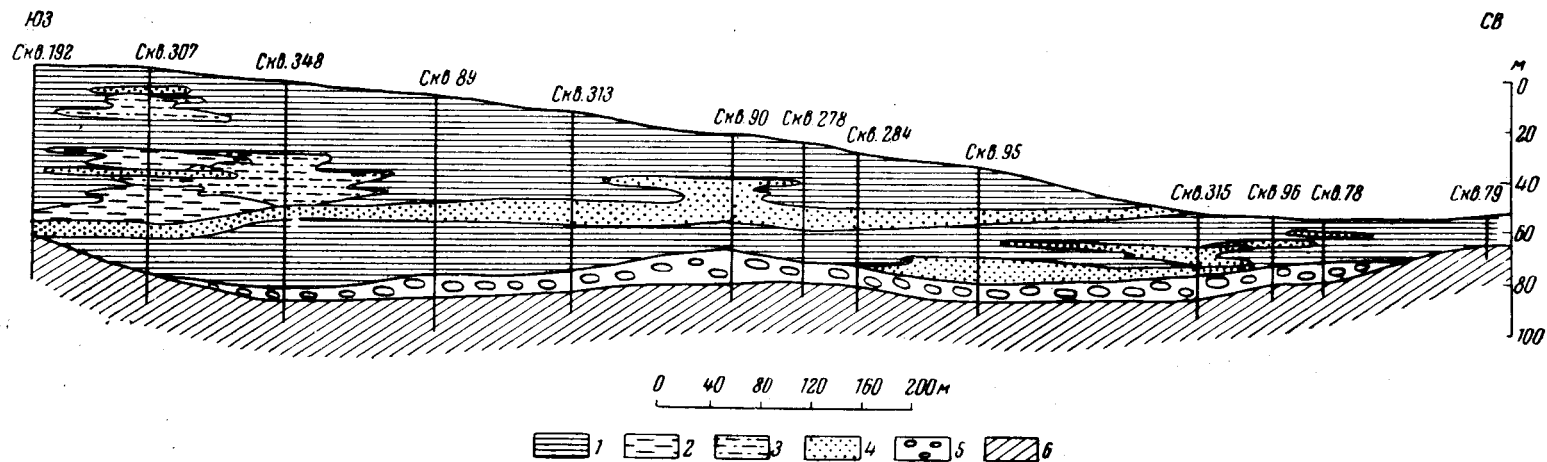


Рис. 35. Геологический разрез в Арбагарской впадине

Неогеновые озерные отложения: 1 — глины; 2 — суглинки; 3 — супеси; 4 — пески; 5 — палеогеновые (?) аллювиальные отложения; 6 — породы докайнозой

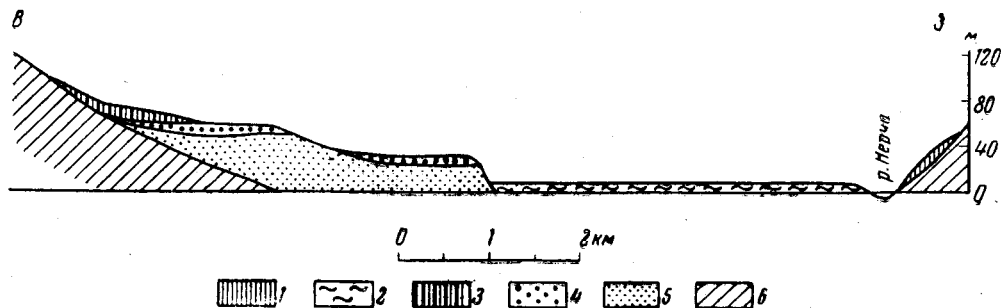


Рис. 36. Поперечный профиль долины р. Нерчи, вблизи г. Нерчинска

1 — голоценовый делювий; 2 — голоценовый аллювий пойменной террасы; 3 — верхнеплейстоценовый делювий; 4 — верхнеплейстоценовый аллювий надпойменных террас (35 и 60 м высоты); 5 — среднеплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения; 6 — породы докайнозой

цена. Желтые супеси выше по склону и в междуречье Кручины и Ингоды сменяются желтыми песками, аналогичными пескам у г. Нерчинска.

Приведенные данные позволяют говорить о более высоком стратиграфическом положении песчаной толщи, относимой к среднему плейстоцену, по отношению к каолинизированным пескам, возраст которых считается переходным от плиоцена к нижнему плейстоцену. В бассейне р. Онона Н. С. Богомоллов выделяет озерно-аллювиальные и аллювиально-делювиальные отложения, выполняющие впадины, не связанные с современной гидрографической сетью и представленные песчано-дресвянистыми, иногда песчано-галечниковыми осадками, обогащенными щебенкой. Песчаные горизонты чередуются с глинистыми; глины темно-серые, серые и желтоватые с мелкими и крупными обломками метаморфических пород и гранитов. Мощность этих осадков, установленная по ряду скважин, достигает 30 м.

Описанные отложения или срезаются террасами различных уровней (долина р. Нерчи), или располагаются в стороне от современных долин (долины рек Кручины, Онона и др.) и пересекаются долинами их притоков. Это указывает на более ранний возраст описываемого комплекса осадков по сравнению с аллювием террас рек бассейна р. Шилки, охарактеризованных, по данным Н. И. Толстихина, верхнепалеолитическим фаунистическим комплексом. В то же время они занимают более высокое стратиграфическое положение по отношению к осадкам верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена.

На более позднее время формирования отложений среднего плейстоцена по сравнению с вышеупомянутыми указывает также отсутствие в них следов химического выветривания.

Основываясь на всех этих данных, описываемые осадки можно условно отнести к среднему плейстоцену.

Отложения, связанные с третьим этапом развития рельефа (верхний плейстоцен). Среди отложений верхнего плейстоцена выделяются делювиальные, делювиально-аллювиальные, аллювиальные и пролювиальные отложения.

Делювиальные, делювиально-аллювиальные и пролювиальные отложения широко распространены в Забайкалье. Они выполняют почти все пади и мелкие лога, развиты на склонах крупных речных долин и представлены обычно желто-серыми суглинками, обогащенными обломочным материалом; встречаются также делювиальные отложения, образованные супесями, включающими хорошо окатанные гальки и валуны. Во многих местах эти отложения охарактеризованы верхнеплейстоценовой фауной.

В верховьях пади Сухой (впадает слева в р. Арбагар) пройдено несколько шурфов. По шурфам устанавливается следующая смена пород (сверху вниз): супеси желто-серые, буроватые, включающие линзы грубозернистых песков (4—6 м). Супеси налегают на золотосный пласт, представленный галечно-валунными отложениями; гальки и валуны преимущественно кварцевого состава (халцедоновидный кварц, кварц с турмалином, кварцит, гранит) и хорошо окатаны. Размеры галек 8—9 см, валуны достигают 15—18 см; наряду с гальками и валунами встречаются глыбы песчаников размером около 0,6 м со слабо сглаженными углами. Вмещающими породами являются глинистые пески желто-бурого цвета. Эти отложения сменяются грубозернистыми косслоистыми песками с линзами (мощностью 10—12 см) мелких

галечников. Цвет песков желтый. Ниже лежат глинистые или иловатые желто-серые пески с редко рассеянными гальками и валунами.

Все вышеописанные отложения по простиранию сменяют друг друга. Из золотоносных отложений собрана фауна, которая была определена Э. А. Вангенгейм (ГИН АН СССР), как *Elephas primigenius* (обломок бивня мамонта), *Rhinoceros antiquitatis* (обломок черепа и коренной зуб шерстистого носорога), *Equus caballus* (обломок черепа, два верхних коренных зуба и др.), *Cervus* sp. (астргал, обломок рога), *Bison* sp. (обломок нижней челюсти с зубом и др.).

По заключению Э. А. Вангенгейм, все перечисленные формы животных входят в состав верхнеплейстоценового комплекса и могут быть отнесены к верхнему плейстоцену.

Мощность золотоносного пласта около 1 м; залегают он на песчанниках или алевролитах нижнего мела. В верховьях пади Назарова, впадающей в р. Шилку (ниже устья пади Арбагар), шурфами установлена мощность делювия в 5,5—6 м. Делювий представлен в верхней части суглинками желто-бурого и желто-серого цвета, обогащенными мелкой щебенкой метаморфических сланцев. По шурфам заметно увеличение количества обломочного материала и его размеров книзу.

Из описываемого разреза делювия была собрана фауна: *Bison priscus* (часть черепа и обломок рога зубра). По заключению Э. А. Вангенгейм, определившей фауну, возраст вмещающих ее делювиальных отложений следует считать не моложе верхнего плейстоцена; залегают они на метаморфических сланцах.

Делювиальные отложения, также охарактеризованные верхнеплейстоценовой фауной, были описаны в 1958 г. А. А. Сапрыкиным. На правом берегу р. Шилки, в 0,5 км выше пади Таловой, в делювиальных супесях и суглинках боковых логов на высоте около 40 м (над уровнем р. Шилки) был найден обломок рога *Bison priscus*. На левом берегу р. Шилки, в логу, впадающем у северо-западной окраины поселка Холбон, из делювия, представленного чередованием песков, супесей, суглинков, местами обогащенных дресвянисто-щебенчатым материалом, была собрана фауна: *Coelodonta antiquitatis* (верхний коренной зуб и др.), *Equus caballus* (обломок нижней челюсти), *Bison priscus* (обломок рога и другие кости).

На левом склоне долины р. Ингоды (в 6 км выше слияния ее с р. Ононом) в логах, выполненных переслаивающимися супесями суглинками, песками и дресвянистыми песками со щебнем, собрана фауна *Coelodonta antiquitatis* (верхний коренной зуб), *Bison* sp. (обломок черепа и другие части скелета), *Rangifer tarandus* L. (обломок рога, трубчатые кости), *Cervus* sp., *Equus caballus* (два астрагала, верхний коренной зуб, нижний коренной зуб, обломок ребра), *Elephas* sp. (обломки ребер), *Bison priscus* (обломок предкоренного зуба, обломки позвонка крупного копытного). В распадке, впадающем слева в долину р. Хилы (у деревни Островки), в серо-бурых делювиальных суглинках были найдены кости *Coelodonta antiquitatis* (метаподиальная кость, астргал и много других костей). Вся вышеупомянутая фауна была определена Э. А. Вангенгейм. По ее заключению, вмещающие эту фауну отложения можно датировать второй половиной плейстоцена. Аналогичные делювиальные и делювиально-аллювиальные отложения широко развиты и в других падах Забайкалья.

На основании наблюдений С. Г. Мирчинк и других исследователей (Г. В. Димитрова, Н. С. Богомолова, Л. М. Орловой, А. В. Устюжанина

и др.), можно сделать вывод, что наибольшее распространение в Забайкалье имеет делювий, образованный желто-серыми и бурыми суглинками, обогащенными мелким или крупным щебенчатым материалом такого типа, какой описан в пади Назарова. Кроме того, выделяется делювий, в котором наряду со щебенчатым материалом встречаются хорошо окатанные гальки и валуны кварца и других пород. В состав делювия входит также переотложенный материал аллювия древней гидрографической сети. Соответствующие отложения распространены по падам, которые пересекают древние долины (падь Сухая в Арбагарской впадине и др.).

Наряду с этим выделяются делювиальные отложения, представленные супесями, песками, песчаными глинами, включающими мелко-обломочный гравийный материал и в некоторых случаях окатанные гальки и валуны кварца. Эти отложения вскрываются в падах, прорезающих плиоцен-нижнечетвертичные озерные осадки, выполняющие тектонические впадины. Называя вышеописанные отложения делювиальными, следует указать, что часть из них может быть отнесена к пролювию, а часть (в наиболее крупных падах, например в Арбагарской) может считаться аллювием. Вместе с тем в этих падах, где в большинстве случаев современный водоток отсутствует, аллювий образовался, по-видимому, в условиях очень слабого продольного переноса, связанного с временными потоками, и трудно отличим от делювия или пролювия. Поэтому аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения, выполняющие пады, приходится рассматривать как единый генетически нерасчлененный комплекс.

Возраст этого комплекса отложений на основании содержащейся в них фауны определяется как верхнеплейстоценовый.

Аллювиальные отложения, связанные с долинами третьего этапа формирования рельефа, приурочены к надпойменным террасам различных уровней: последние врезыны в отложения верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена и в осадки среднего плейстоцена. В отдельных случаях они содержат остатки верхнепалеолитического комплекса фауны. Малое количество фаунистических находок в этих отложениях не дает возможности произвести возрастное сопоставление террас в долинах рек различных бассейнов. Н. И. Толстихин привел описание аллювия четырех надпойменных террас долины р. Шилки, на участке между г. Сретенском и поселком Кокуй.

Четвертая надпойменная терраса в устье р. Куренги высотой 70—80 м имеет следующее строение:

1. Почва	0,5 м.
2. Суглинок буро-желтого цвета с галькой и щебенкой книзу сменяются супестью	1,5 „
3. Песок бурый средне- и мелкозернистый, слоистый	2 „

Третья надпойменная терраса (там же) имеет высоту 35—40 м; в ее строении принимают участие:

1. Суглинки песчаные	1 м.
2. Пески желто-бурые среднезернистые кварцево-полевошпатовые. Для верхней части разреза этой террасы (против г. Сретенска) Н. И. Толстихин упоминает о находках палеолита	1,5 „

Вторая надпойменная терраса на левом берегу р. Шилки, у устья п. Матакан, высотой 15—17 м имеет следующее строение:

- | | |
|---|------------|
| 1. Почвенный слой, представленный супесью, темно-серый; на глубине 0,6 м от поверхности, при переходе серой супеси в бурую, были найдены остатки каменных орудий: нуклеусы из кварцита со следами обработки и пластинки сколов — отщепы; по определению В. И. Громова они относятся к неолиту | 0,6 м |
| 2. Желто-бурая супесь | 2,3 „ |
| 3. Галечник, состоящий из гальки гранитов, гнейсов и кварцитов | 0,5—0,75 „ |

Первая надпойменная терраса при относительной высоте 6—8 м образована в верхней части супесью, а в нижней — галечниками мощностью 3,5 м. Как видно из приведенного разреза, конец формирования аллювия второй надпойменной террасы р. Шилки ознаменовался появлением неолитического человека. Таким образом, слагающий ее аллювий можно рассматривать как переходный от верхнего плейстоцена к голоцену, а аллювий всех более низких террас (первой надпойменной и пойменной) можно отнести к голоцену. Те же комплексы аллювия описывались в 1956 г. выше по долине р. Шилки (между поселками Кокертай и Куэнга) В. И. Золотухиным, который выделяет здесь аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы (высотой 70 м), представленные галечниками мощностью 1—2 м. Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы (высотой 40 м, мощность аллювия около 5 м) имеют следующее строение (сверху вниз):

- | | |
|---|-------|
| 1. Глина с угловатыми обломками различных пород | 1 м |
| 2. Песок кварцево-полевошпатового состава, с редкими прослоями суглинки | 1,2 „ |
| 3. Галечник | 2,3 „ |

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (высота 20—25 м) в верхней части разреза представлены песчано-галечным материалом, в нижней части — галечниками. Мощность аллювия 7—8 м. Аналогичные комплексы аллювия слагают IV, III и II надпойменные террасы р. Нерчи, имеющие в районе г. Нерчинска высоты (соответственно) 60, 35 и 20 м. Аллювий этих террас, образованный галечниками, залегает местами на хлоритовых сланцах или на песчаной толще среднего плейстоцена.

Отложения описываемого комплекса широко распространены в долинах рек Онона и Унды, где они изучались в 1953 г. З. Н. Шваревой. Ею описывались разрезы пятой, четвертой, третьей, второй и первой надпойменных террас (рис. 31 и 32).

Аллювиальные отложения пятой надпойменной террасы р. Унды (высота 70—80 м) обнажены по пади Сухой (приток р. Верхнего Голготая) и имеют следующий разрез:

- | | |
|---|-----------|
| 1. Почва | 0,3—0,5 м |
| 2. Галечник с небольшой примесью песка. Гальки хорошо окатанные, разнообразные по петрографическому составу, цвет бурый | 2 „ |

Эти отложения залегают на размывтой поверхности осадков верхнеплиоценового — нижнеплейстоценового возраста.

Аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы (высота 50—60 м) р. Унды обнажены на правом берегу реки, у устья пади Каменки. Здесь под современным делювием залегают галечники, состоящие из крупных (10 см и более) среднеокатанных галек и валунов пре-

имущественно гранитного состава; видна сортированность материала, мощность их 3 м. С резким размывом галечники налегают на пески верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового возраста.

В долине р. Онона отложения четвертой надпойменной террасы вскрываются на правом ее берегу, выше поселка Караксар. Здесь вверху наблюдается песок суглинистый, среднезернистый, желто-бурого цвета, который ниже сменяется галечником, состоящим из хорошо окатанных галек разнообразного петрографического состава. Вмещающими породами являются крупнозернистые пески бурого цвета. Галечники четвертой террасы также налегают на размытую поверхность песков верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового возраста.

Третья надпойменная терраса высотой около 40 м на левом берегу р. Унды (вблизи г. Балея) имеет следующее строение рыхлой толщи:

- | | |
|--|-------|
| 1. Почва | 0,5 м |
| 2. Песок с редкой галькой, окатанность материала хорошая и средняя, петрографический состав галек разнообразный, цвет бурый | 2—5 „ |
| 3. Галечник, состоящий из галек и валунов разнообразного петрографического состава; окатанность материала хорошая, имеются линзы песка, материал сортированный | 6 „ |

Вторая надпойменная терраса высотой 25—30 м широко развита в долинах рек Унды, Онона и Куренги. Аллювиальные отложения, слагающие ее, представлены галечниками и слабо глинистым песком бурого цвета. Петрографический состав галек разнообразный, окатанность материала хорошая, мощность аллювия обычно не превышает 1,5—2 м. Наиболее характерный разрез второй надпойменной террасы известен на правом склоне долины р. Куренги:

- | | |
|---|-------|
| 1. Почва | 0,5 м |
| 2. Галечник с линзами песка. Галька хорошо окатанная, небольших размеров и разнообразная по петрографическому составу. Песок слабо глинистый, хорошо заметна сортированность и слоистость, цвет—желто-бурый | 1,5 „ |

Галечники залегают на размытой поверхности песков.

Первая надпойменная терраса высотой 15—20 м широко распространена. Строение ее аккумулятивное, реже эрозивно-аккумулятивное. В долине р. Унды, в месте, где она пересекает Балейскую впадину, первая терраса имеет следующее строение:

- | | |
|--|---------|
| 1. Почва | 0,3 м |
| 2. Песок с прослоями мелкого галечника | 2—3 „ |
| 3. Песок мелкозернистый, слабо глинистый, желто-бурого цвета | 13—15 „ |

Иное строение имеет эта терраса при выходе реки из Балейской впадины, как это видно в разрезе у поселка Кокуй:

- | | |
|--|-----------|
| 1. Почва | 0,2—0,3 м |
| 2. Галечник с горизонтами песка. Гальки хорошо окатанные, различные по размерам и по петрографическому составу | 3—4 „ |

Приведенные данные (для бассейна р. Унды) о строении террас, которые в большинстве случаев являются эрозивно-аккумулятивными, показывают, что третий этап формирования рельефа в пределах этой территории характеризовался преобладанием эрозивных процессов, по-видимому, связанных с общими тектоническими поднятиями. Наряду

с общим поднятием этой области отдельные участки испытывали погружение (например, Балейская впадина), о чем свидетельствует строение первой надпойменной террасы, которая в Балейской впадине аккумулятивная, а за ее пределами — эрозионно-аккумулятивная. В описываемом комплексе аллювиальных отложений долины р. Унды Н. И. Толстихиным в нижних горизонтах третьей террасы в районе поселка Казаково был найден зуб *Elephas primigenius* (определение В. И. Громова).

Известны находки верхнепалеолитического комплекса фауны в долине р. Аги. На правом берегу р. Уса-Ту-Хила в нескольких километрах выше ее впадения в р. Агу (близ ж.-д. станции Ага) И. В. Арембовский описал в 1948 г. разрез, в котором выделил верхние слои (1—6) мощностью 6,3 м, охарактеризованные фауной и орудиями неолита; слой (7), переходный от неолита к палеолиту, представленный светло-бурым песком мощностью 2,5 м, содержит каменные орудия азильской эпохи и фауну *Spiroceras kiakhtensis* M. P a w l., скорлупу яиц *Struthio* sp. Пески перекрывают лёссы (8), выполняющие искусственные углубления в коренных породах, где были найдены орудия и предметы быта, датированные солютре, и вместе с ними обнаружены кости *Elephas primigenius* Bl ü m., *Rhinoceros tichorhinus* F i s c h., *Equus (Equus)* sp., *Castor* (fiber). Имеются данные о строении аллювия, связанного с формированием рельефа третьего этапа, и по другим рекам Забайкалья.

В долинах рек Олекмы и ее левого притока р. Моклакана И. И. Вишневская, В. А. Гулин и А. М. Лейтес в 1951 г. выделили три надпойменные террасы и дали описание первой и второй. Вторая надпойменная терраса имеет высоту 15—20 м над уровнем р. Олекмы. В устье р. Дангаей аллювий представлен галечниками мощностью до 2—2,5 м, которые залегают на цоколе из гранитов. Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы в долине р. Олекмы имеют следующее строение: верхний горизонт мощностью 1,5—3 м сложен песчано-глинистым материалом с прослоями песка и гальки; сверху он обогащен иловатыми и гумусовыми частицами. Нижний горизонт состоит из галек с примесью песчано-глинистого материала.

В. А. Гулин в 1951 г. привел описание аллювия второй надпойменной террасы долины р. Витима у поселка Калакан, имеющей высоту 8—12 м над уровнем реки. В верхней части разреза обнажаются однородные пески кварцево-полевошпатового состава светло-желтого и бурого цвета, с примесью чешуек слюды и мелкой гальки, включающие линзы и прослой суглинистого и илисто-гумусового материала мощностью 1—1,5 м. В нижней части разреза вскрывается серо-желтый песок, содержащий прослой глины и галек.

Делювиальные и аллювиальные отложения, связанные с третьим этапом формирования рельефа, содержат обломочный материал разнообразного петрографического состава и не несут следов химического выветривания, чем отличаются от отложений, связанных с первым этапом развития рельефа. На более позднее время их образования (по сравнению с отложениями второго этапа развития рельефа) указывает наличие в них остатков фауны верхнепалеолитического комплекса и залегание их на террасах, врезанных в эти толщи. Преобладающий галечниковый и щебенчатый состав, сравнительно небольшие мощности и приуроченность к цокольным террасам позволяют высказывать предположение, что образование этих отложений происходило в условиях неравномерных тектонических поднятий при значительном развитии эрозионных процессов. В то же время на фоне общих поднятий были

опускания в областях тектонических впадин (Балейской, Зиловской и др.), где мощности аллювия значительно возрастают. По возрасту описываемый комплекс отложений на основании содержащейся в них фауны и условий залегания можно отнести к верхнему плейстоцену.

Отложения, связанные с четвертичным этапом развития рельефа (голоцен). Среди отложений этого комплекса выделяются элювиальные образования, развитые на водоразделах, делювиальные, аллювиальные и озерные отложения, залегающие в долинах и тектонических впадинах.

Элювиальные образования имеют различный характер в зависимости от пород, на которых они образуются. В центральных и юго-восточных районах Читинской области развит элювий, представленный крупными глыбами, мелкой щебенкой различных метаморфических сланцев, дресвой гранитов, галечниками и песками. Последние формировались при разрушении песчано-конгломератовых толщ мезозоя. В северо-восточной части области, на водоразделах в верховьях р. Белого Урюма, развит элювий, для которого Г. В. Димитров (1954) приводит следующий наиболее типичный разрез:

1. Почва	0,2 м
2. Щебень и плиты коренных пород с примесью суглинков	0,8 „
3. Сильно трещиноватые и разрушенные коренные породы	0,5 „

Элювиальные образования широко развиты в северных районах Читинской области: на водоразделах рек Олекмы и Тунгира (по данным В. А. Гулина), в междуречье Тунгира и Бугорыхты (по данным Г. В. Димитрова), в междуречье Олекмы и Моклакана (по материалам Н. Н. Вишневской, В. А. Гулина и А. М. Лейтеса). Характер элювия меняется в зависимости от литолого-петрографических особенностей материнских пород. На платообразных возвышенностях, где были благоприятные условия для его образования, наряду с крупным и мелким обломочным материалом указанными авторами отмечается большое количество песчано-глинистого материала, представленного бурым суглинком, щебенкой и мелкой дресвой из местных коренных пород. Мощность элювия от 0,7 до 2,5 м.

Делювиальные, делювиально-пролювиальные отложения развиты на склонах долин, где они образуют конусы выноса. Эти отложения перекрывают аллювий современных пойменных террас и представлены суглинками, обогащенными обломочным материалом, или дресвяно-щебенчатыми и песчано-глинистыми образованиями. Мощность их колеблется от 1—2,5 до 5 м. Для бассейна верхнего течения р. Белого Урюма Г. В. Димитров в 1954 г. дал наиболее типичный разрез современного делювия. Верхняя часть разреза обычно образована суглинком с примесью щебня, который книзу сменяется щебнем и валунами. Самые низы сложены грубообломочным материалом.

Аллювиальные отложения, связанные с четвертым этапом развития рельефа, участвуют в строении пойменных, иногда первых надпойменных террас, кос и выполняют современные русла. Эти отложения занимают большие площади в долинах, пересекающих тектонические впадины. Обычно пойма и высокая пойма аккумулятивные; местами на участках долин, лежащих за пределами тектонических впадин, они имеют низкий цоколь.

На основании данных Н. И. Толстихина о находках неолита в верхних горизонтах второй надпойменной террасы (высотой 15—17 м)

в долине р. Шилки (рис. 37), аллювий первой надпойменной террасы и поймы можно относить к голоцену. На левом берегу р. Шилки между поселком Кокуй и г. Сретенском (по тем же данным) первая надпойменная терраса имеет высоту 6—8 м. В верхней части она сложена бурой супесью, достигающей мощности 1,5 м, в нижней — галечниками. Аллювий пойменной террасы представлен галечниками. Аналогичное строение пойменной и первой надпойменной террас отметил в 1956 г. В. И. Золотухин на участке р. Шилки (между поселками Куэнга и Кокертай).

З. Н. Шварева в 1954 г. указала, что по р. Унде пойма и высокая пойма на большом протяжении долины аккумулятивные, а в некоторых случаях — эрозионно-аккумулятивные. Образованы они суглинком, песком и галечником; гальки хорошо окатаны и разнообразны по петрографическому составу. Единственный разрез аллювиальных отложений голоцена, охарактеризованный палеонтологически и археологически, описан в 1948 г. И. В. Арембовским у ст. Ага. Здесь им приводится такая последовательность аллювиальных отложений:

1. Почва	0,2 м
2. Бурый хорошо переветренный песок, отделенный маломощным гумусовым горизонтом от следующего слоя	0,3 ..
3. Бурый песок, в слое обнаружены следы культуры бронзового века совместно с фауной <i>Bos taurus</i> L., <i>Equus caballus</i> L., <i>Ovis</i> sp.	0,5 ..
4. Бурый песок, отделенный от выше- и нижележащих слоев маломощными гумусовыми горизонтами	1,6 ..
5. Бурый песок, нижняя половина слоя гумусирована. В этом слое найдены орудия неолита и фауна <i>Alces machlis</i> L., <i>Canis</i> sp. <i>Cervus</i> sp.; ниже залегают описанные выше пески и лёссовидные образования, заключающие культурные остатки азильской и солотрейской эпох	0,8 ..

Пойменные отложения в долинах рек Онона и Турги в 1953 г. были описаны Н. С. Богомолым. В долине р. Онона им приводится следующий разрез:

1. Почва	0,30 м
2. Песок мелкозернистый светло-желтый плохо отсортированный	1,20 ..
3. Галечник, представленный гальками, песками и гравием	1,35 ..

По р. Турге им устанавливается следующий разрез пойменных отложений:

1. Почва	0,30 м
2. Суглинок темно-бурый с галькой метаморфических сланцев и песчаников	1,30 ..
3. Галечник, состоящий из галек и темно-бурого суглинка	0,40 ..

Шурфы, пройденные в пойменной террасе верхнего течения р. Хилка, показывают, что она сложена песчано-гравийным материалом; в разрезе четко видно, что гравийно-галечные отложения покрыты супесями. В. А. Гулин приводит разрез 3-метровой террасы, расположенной на левом берегу р. Белого Урюма, в 1 км севернее поселка Зилово, где вверху лежат песчано-галечниковые отложения с большим количеством темного иловатого материала (мощностью 0,3 м); выше они сменяются серой супесью, а ниже лежит бурый суглинок, содержащий большое количество галек различных размеров (мощность 5,6 м). Аллювиальные отложения залегают на черных глинистых сланцах.

Современные аллювиальные отложения северных районов Читинской области, по описаниям И. В. Вишнева, В. А. Гулина и А. М. Лей-

теса, слагают пойменные террасы, косы и острова. Отложения пойменных террас представлены в верхней части — мелкозернистым песчано-глинистым материалом, включающим большое количество илстых и гумусовых частиц, остатки растений, полусгнившие стволы деревьев. Цвет породы темно-серый или черный, с зеленоватым оттенком. Слой содержит горизонты супеси. В нижней части преобладает галька, в самом основании уступа террасы, у уреза воды аллювий целиком состоит из галечников с небольшой примесью дресвяно-щебенчатого материала.

Послойное описание аллювия 2-метровой пойменной террасы р. Олекмы привел Ю. П. Скрюченков в 1958 г. вблизи устья р. Малой Яхры. Здесь под почвой мощностью 0,15 м залегает мелкозернистый аркозный песок с редкими прослоями суглинков; мощность слоя 1,75 м. В других разрезах поймы по долине р. Олекмы отмечается присутствие валунов и галек.

Острова по рекам Онону, Ингоде, Шилке, расположенные в расширенных частях долин, в местах пересечения ими тектонических впадин, имеют широкое развитие и сложены песками.

На участках долин, находящихся за пределами впадин, они имеют значительно меньшее распространение и сложены галечниками. По р. Олекме и другим рекам северной части области острова сложены галечниками, косы — песками с небольшой примесью гальки.

Современные озерные и озерно-болотные отложения развиты в пределах пойменных террас. В 1951 г. они были описаны в бассейнах рек Олекмы и Витима И. И. Вишневской, а в 1956 г. — В. Г. Герасимовым. Эти отложения имеют небольшую мощность и представлены торфяно-илстыми осадками.

В 1957 г. В. А. Гулин указал, что озерные и озерно-болотные от-

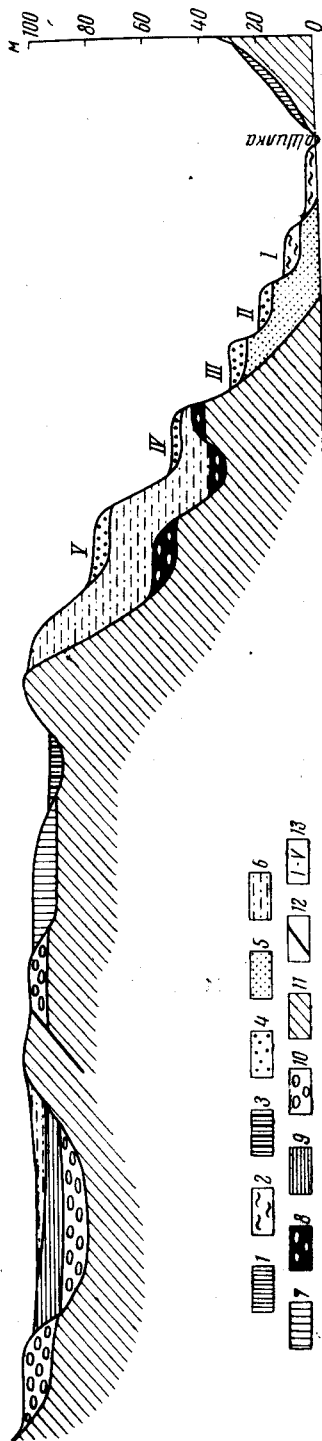


Рис. 37. Схема соотношения кайнозойских отложений бассейна р. Шилки

1 — голоценовый делювий; 2 — голоценовый аллювий пойменной и I надпойменной террас; 3 — верхнеплейстоценовый делювий; 4 — верхнеплейстоценовый аллювий II, III, IV и V надпойменных террас; 5 — среднеплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения; 6 — верхнеплейстоценовые нижнеплейстоценовые озерные и озерно-аллювиальные отложения; 7 — неогеновые делювиальные отложения; 8 — неогеновые аллювиальные отложения; 9 — неогеновые озерные отложения (?); 10 — палеогеновые (?) аллювиальные отложения; 11 — породы докайнозоя; 12 — разрывные нарушения; 13 — террасы

ложения верховьев рек Белого Урюма и Агиты представлены илами и песчано-галечными осадками.

В 1957 г. М. И. Никульшин описал торфяно-болотные отложения между речья Нерчи и Каренги, где они сложены илисто-осоковыми и сфагново-осоковыми накоплениями. Болота он делит на верховые, низинные и переходные. Верховые торфяники располагаются на плоских водоразделах и седловинах и сложены сфагновыми мхами. Низинные болота приурочены к поймам и первой надпойменной террасе и состоят из илисто-осоковых и сфагново-осоковых накоплений. Переходные болота расположены на пологих склонах.

В 1957 г. А. Я. Колтун выделила две группы озерных отложений для района гольца Сохондо: илы ледниковых озер мощностью 1—1,5 м, распространенные в области развития более древнего рельефа, и песчано-галечные отложения ледниковых озер гольцовой области. По шурфу, пройденному в 1,5 км ниже оз. Наря, ею приводится разрез озерно-болотных отложений, начинающийся торфом мощностью 0,4 м, который сменяется темно-синевато-серым илом с тонкими прослоями песка и торфа мощностью 1 м. Внизу лежат песчано-илистые отложения.

Последний (четвертый) этап формирования рельефа в пределах описываемой территории характеризовался преимущественным развитием аккумулятивных процессов, с которыми связано широкое распространение аккумулятивных террас. Эрозионно-аккумулятивный характер поймы, наблюдающийся в некоторых частях долин (например, р. Унды), может быть обусловлен неравномерными тектоническими поднятиями отдельных блоков.

Нерасчлененные четвертичные отложения

К ним относятся ледниковые, эоловые и эффузивные образования.

Ледниковые отложения широко распространены в северной части Читинской области, но встречаются также и в южных районах (голец Сохондо).

Е. С. Бобин (1933) описал ледниковые отложения в Олекмо-Каларском районе, которые он связывал с двумя оледенениями. К наиболее ранним отложениям были отнесены эратические валуны, встречающиеся на водоразделах, к поздним — морены, залегающие в долинах.

Е. В. Павловский (1932) по долине р. Калара отмечает развитие морен, перекрывающих четвертую надпойменную террасу, и прислонение к этой морене аллювия третьей террасы. По данным Е. В. Павловского, ледник по р. Калару имел значительное протяжение и подпруживал многие его боковые притоки, как, например, долину р. Кетямяхты и др. Оледенение захватывало значительную площадь хребта Удокан. А. А. Арсеньев (1937) описал каровые озера на абсолютных высотах 1600, 2000 и 2200 м, хорошо выраженные троговые долины, сохраняющие свой характер на протяжении 5—6 км, конечные морены, прослеживающиеся на 20 км от истоков р. Усколь, и др.

По долине р. Саку отмечается наличие двух трогов, врезанных один в другой и прослеживающихся на протяжении 15 км. Ледниковые отложения известны и в среднем течении р. Олекмы. В 1956 г. В. Г. Тарасова и Е. П. Миронюк выделили в долине р. Олекмы донные и конечноморенные образования мощностью 40—60 м. Ниже фронта конечных морен ими описывались флювиогляциальные отложения, пред-

ставленные песчано-галечниковым материалом, включающим горизонты глин. Большие площади задровых полей отмечались в Верхне-Чарской котловине, где мощность флювиогляциальных образований достигает 20—25 м.

В южной части Читинской области ледниковые отложения известны в районе гольца Сохондо. А. Я. Колтун указывает на развитие отчетливо выраженных ледниковых форм рельефа в гольцовой области Сохондо в виде каров, озер, морен, трогов и др. Ею выделены два периода, оледенения, в обоснование чего приводятся следующие факты: в южной части гольца Сохондо, на уровне верхней кромки кара поздней фазы оледенения на абсолютной высоте 2300 м расположен почти полностью эродированный древний ледниковый цирк; ледниковые отложения поздней фазы перекрывают аллювий, залегающий на ледниковых отложениях ранней фазы оледенения. Морены, начинаясь от подшвы ледниковых каров, прослеживаются на значительном расстоянии от них (5—15 км). Конечные морены по мере отступления ледника располагаются грядами, образуя ряд уступов вдоль русла реки. В пределах этих гряд имеются небольшие озера.

Конечные морены сложены крупными эрратическими валунами, часто окатанными и сцементированными песчано-глинистым материалом. Боковые морены расположены в виде валов вдоль склонов на высотах от 25 до 250 м (падь Зун-Агуцакан) над уровнем современных рек. В материале боковых морен преобладают остроугольные обломки, по мере удаления от ледниковых цирков они становятся более окатанными.

Донные морены в виде холмов различной высоты (до 20 м) располагаются в днищах каров. По пади Барун-Цохондо морены тянутся на протяжении трех километров от ледникового цирка. Расположение морен говорит о долинном типе оледенения. Отмечаются также морены, расположенные на плоских вершинах и водоразделах вне связи с современными долинами. На водоразделах рек Букукун — Барун — Цохондо Е. Я. Колтун описаны эрратические валуны и утюгообразные обломки, что позволяет ей высказать предположение о покровном типе оледенения ранней фазы.

Эоловые отложения распространены в местах значительного развития флювиогляциальных песков, не покрытых растительностью. А. А. Арсеньев (1940) описал эоловые отложения в верхнем течении р. Чары, где пески образуют высокие (до 20 м) дюны и барханы, передвигающиеся под воздействием ветра, погребая деревья и другую растительность. Пески нередко протягиваются на 5—6 км и представляют собой как бы участок пустыни. В 1951 г. И. И. Вишневская отмечала наличие эоловых отложений в долине р. Олекмы. Ею выделяются пески на левом берегу этой реки, в 3,5 км выше устья реки Б. Музульто и в устье р. Моклакана. Эоловые отложения представлены дюнами, развитыми на первой надпойменной террасе, которые достигают 500—600 м длины, 200 м ширины и 8—9 м высоты. Они вытянуты вдоль берега р. Олекмы. Дюны сложены желтыми мелко- и среднезернистыми песками в основном кварцевого состава.

Эффузивные образования представлены базальтами, андезитами и андезито-базальтами. Андезиты и андезито-базальты описаны в 1956 г. Н. И. Тихомировым в бассейне верхнего течения р. Ингоды и в истоках левых притоков р. Онона. Отдельные небольшие покровы их были встречены в устье пади Задача и на водоразделе между падью Зун-

Таблица 10

Схема деления отложений кайнозоя Читинской области*

Система (период)	Отделы (эпохи)	Ярусы	Индекс	Данные спорово-пыльцевых анализов	Данные о находках фауны	Данные об археологических находках	Генетические типы отложений	Этапы развития рельефа
Четвертичная (антропогенная)	Голоцен Q_3	Голоцен	Q_{IV}		+	+	Элювиальные, делювиальные, аллювиальные, озерные	IV
	Плейстоцен Q_2	Верхний плейстоцен	Q_{III}		+	+	Делювиальные, аллювиальные, озерные, ледниковые	III
		Средний плейстоцен	Q_{II}				Делювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, ледниковые	II
	Эоплейстоцен Q_1	Верхний плиоцен—нижний плейстоцен	$N_2 - Q_I$	+			Делювиальные, пролювиальные, озерно-аллювиальные, аллювиальные	I
Неогенная			N	+		Делювиальные, аллювиальные, озерные	II	
Палеогенная			Pg			Аллювиальные	I	

* Деление четвертичной (антропогенной) системы по В. И. Грому.

Хамгарук и р. Тырын. Здесь они залегают на террасовых отложениях Ононской депрессии. Основываясь на этих данных, Н. И. Тихомиров считает возможным по возрасту отнести их к древнечетвертичным. Мощность эффузивов определяется в 100—150 м.

По наблюдениям Н. И. Тихомирова, андезито-базальты приурочены к крупным зонам тектонических нарушений, подновлявшимся в древнечетвертичное время. Известны базальты четвертичного возраста в бассейне верхнего течения р. Витима. В 1958 г. И. Д. Победаш описал базальты в устье р. Слюнды, где они перекрывают 40—50-метровую террасу.

В бассейне р. Витима покровы базальтов слагают плато с плоской ровной поверхностью и довольно многочисленными, округлой формы озерами, образовавшимися на месте вулканических аппаратов. Мощность базальтов в устье р. Юмурчена около 15 м, а в центральной части базальтового плато достигает 50—70 м. Возраст базальтов опре-

деляется как среднечетвертичный на том основании, что в устье р. Мариктикана они перекрывают аллювиальные галечники террасы р. Витима.

Приведенное описание четвертичных (антропогенных) отложений показывает, что в Читинской области выделяются различные генетические типы разновозрастных отложений, связанные с разными элементами рельефа (см. табл. 10). Образование их происходило в неодинаковых климатических условиях, на фоне неравномерного проявления молодых тектонических движений. Последние явились одним из определяющих факторов в развитии рельефа и формировании рыхлого покрова.

В пределах региона выделяются четыре крупных этапа развития рельефа.

С наиболее ранним (первым) этапом связано формирование мощных песчано-глинистых, песчано-гравийных и дресвянистых толщ, заполнивших тектонические впадины и древние долины в конце неогенового—начале четвертичного периодов. Исходным материалом для образования этих толщ послужила палеоген-неогеновая кора выветривания. Период накопления этих осадков характеризовался развитием опусканий во впадинах и поднятий горных массивов. С тектоническими движениями этого периода, по-видимому, связано подпруживание долин рек шилкинского бассейна, образование впадин и заполнение их осадками.

Во второй этап развития рельефа возобновившиеся тектонические движения носили характер неравномерных поднятий горных областей и прогибания межгорных впадин. По-видимому, в наиболее высоких горных массивах (хребты Калар и Удокан), в северной и южной (голец Сохондо) частях Читинской области в это время развивалось оледенение. Во внеледниковых районах (во впадинах) накапливались озерные, озерно-делювиальные и делювиально-аллювиальные отложения среднего плейстоцена.

Третий этап развития рельефа ознаменовался возобновлением неравномерных тектонических движений положительного знака, с которыми, вероятно, связано усиление ледниковой деятельности в горных районах в северной и южной частях Читинской области. Поднятия вызвали оживление эрозионных процессов, приведших к углублению долин и образованию эрозионно-аккумулятивных террас, срезающих различные горизонты отложений верхнеплиоценового, нижнеплейстоценового и среднеплейстоценового возраста. Преимущественно галечниковый состав аллювиальных отложений позволяет высказать предположение о том, что образование их происходило в условиях значительного расчленения рельефа.

Последний, четвертый этап развития рельефа характеризуется преобладанием аккумулятивных процессов. Накопление осадков происходило в условиях сравнительно слабого проявления молодых тектонических движений, которые, по-видимому, носили характер небольших по амплитуде перемещений отдельных блоков.

Глава V

МАГМАТИЗМ

ВВЕДЕНИЕ

Магматические образования в Читинской области имеют широкое распространение. Наиболее развиты здесь кислые глубинные породы, в связи с чем эта территория часто именуется классической страной развития гранитных интрузий; широко распространены здесь также разнообразные продукты поверхностного вулканизма.

В пределах Читинской области удастся выделить самые разнообразные по возрасту группы изверженных пород — от архейских до кайнозойских включительно.

Наиболее древние магматические образования, формирование которых связано с активными тектоническими движениями, проявившимися на грани архея и нижнего протерозоя, известны на крайнем севере. Среди них выделяются более ранние основные и ультраосновные интрузивные породы, которые имеют незначительное развитие. В результате последующих интенсивных метаморфических преобразований они превращены в различные амфиболиты, тальковые сланцы и серпентиниты. Более поздние согласные интрузии кислых глубинных пород, представленные теперь гранито-гнейсами, сопровождаются широкими зонами мигматизации. В образовании этих сложных комплексов большую роль играли процессы гранитизации вмещающих древнейших толщ. Наиболее распространенными среди гранито-гнейсов являются лейкократовые, иногда аляскитовые разности.

В нижнем протерозое вулканические процессы локализовались в пределах Витимо-Муйской зоны, где широко развиты интенсивно метаморфизованные эффузивы спилито-кератофировой формации и соответствующего состава туфы и туффиты.

Интрузивные породы, завершающие этап формирования нижнепротерозойской складчатой зоны, во многих случаях характеризуются поясовым расположением и приурочены часто к зонам глубоких разрывов. Наиболее ранними в этой серии являются интрузии Каларского комплекса, образующие четкий пояс и состоящие из анортозитов, габбро-анортозитов, габбро и габбро-норитов, измененных последующими метаморфическими процессами. Весьма четкий пояс, приуроченный к зоне глубинных разломов, образуют офиолитовые интрузии гипербазитов и габброидов.

Более поздний комплекс Куандинских гранитоидов представлен порфиоровидными биотитовыми, обычно гнейсовидными гранитами и менее распространенными двуслюдяными, мусковитовыми и пегматоидными гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. В формиро-

вании этого многофазного комплекса интрузивных пород существенную роль играли процессы гранитизации.

Более молодые гранитоиды Кодарского комплекса приурочены к концу эпохи активных нижнепротерозойских тектонических движений и внедрялись чаще всего по линиям разрывных нарушений. Они представлены крупными плутонами крупнозернистых биотитово-роговообманковых гранитов, сопутствуемых более основными гибридными разновидностями и несколько более поздними и кислыми, небольшими по размерам массивами мелкозернистых порфириовидных гранитов, аляскитоидных гранитов и пород, получивших название «красных гранитов». В заключительную фазу внедрялись многочисленные дайки гранит-порфиоров и других пород.

В нижнем протерозое в пределах Чарской глыбы образовались глубокие разрывы, по которым внедрялись трещинные интрузии габброидов и гранитоидов. Архейские породы, слагающие небольшие глыбы в пределах нижнепротерозойской складчатой зоны, подверглись интенсивной повторной гранитизации и другим метаморфическим преобразованиям. Чарской глыбы это коснулось в очень небольшой степени.

В верхнепротерозойских отложениях, распространенных очень незначительными полями на севере Читинской области, наблюдаются кислые лавы и их туфы, образовавшиеся, судя по их особенностям, в субаэральных условиях. К концу верхнепротерозойского этапа здесь приурочено внедрение Витимской интрузии гранитоидных пород, сложенных более ранними и широко развитыми гранодиоритами, кварцевыми монцититами, сениитами и другими близкими к ним породами и более поздними гранит-порфирами.

Характер вулканических проявлений в верхнем докембрии в пределах Центрального и Восточного Забайкалья выясняется с большим трудом, так как в большинстве случаев отложения этого возраста не могут быть четко отчленены от нижнепалеозойских пород. По-видимому, в ряде участков здесь происходили излияния основных лав, превращенных впоследствии в амфиболиты. В нижнем палеозое подобные же вулканические процессы, связанные с формированием пород спилито-кератофировой формации, характерны для большей части Центрального Забайкалья (Зачиковской и Даурской зон), территории Агинского палеозойского поля и междуречья Унды и Шилки. Эти образования являются составной частью мощных морских, в главной своей массе терригенных толщ.

Нижнепалеозойский этап завершился в ряде районов мощными интрузивными процессами. Каледонские интрузии широко проявились в Хилокской зоне Центрального Забайкалья. В Восточном Забайкалье они встречаются в северо-западной и крайней юго-восточной (Приаргунской) зонах.

Некоторые исследователи интрузивные породы этого возраста выделяют и в центральной полосе Забайкалья, однако это не может считаться доказанным. Если они здесь и имеются, то, по-видимому, развиты весьма незначительно. В пределах указанных выше зон среди каледонских интрузий преобладают породы гранитоидного состава. Более ранние интрузивы среднего, основного и в очень редких случаях ультраосновного состава выделяются редко, и возраст их чаще всего определяется условно.

Кислые каледонские интрузии представлены преимущественно гранито-гнейсами. Для ряда районов характерно широкое развитие среди

пород этого возраста интрузий гранодиоритового состава. С каледонскими интрузиями связаны мощные зоны мигматизации, в связи с чем весьма активно развит инъекционный метаморфизм вмещающих пород.

В Олекмо-Витимской горной стране выявлены лишь малые интрузивные тела каледонского возраста. На левобережье р. Витима обнаружены различные по составу малые интрузии этого возраста, а в его правобережной части, в пределах Читинской области, встречены только дайки альбитизированных гранит-порфиоров.

Различные вулканогенные образования развиты в составе среднепалеозойских толщ. В центральной части среднепалеозойской геосинклинали, к которой относятся Зачиковская и Даурская зоны Центрального Забайкалья, площадь Агинского палеозойского поля и, по-видимому, междуречье Унды и Шилки в Восточном Забайкалье, так же как и в нижнем палеозое, но, вероятно, в меньших количествах, формировались породы спилито-кератофировой формации, представляющие собой лишь незначительную составную часть мощных существенно терригенных комплексов. К основанию среднепалеозойского разреза относится, вероятно, толща кислых эффузивов и лавобрекчий, выявленная в северо-восточной части Кукульбейского хребта и в Газимурозаводском районе, в области, которая относится к краевой части среднепалеозойской геосинклинали.

Близкими по возрасту являются, видимо, преимущественно кислые породы, слагающие относительно незначительные по размерам тела порфиридов, развитых главным образом в Приаргунье, и в меньшей степени в Хилокской зоне Центрального и Пришилкинской зоне Восточного Забайкалья. Они представляют собой интенсивно преобразованные метаморфическими процессами гипабиссальные интрузии, субвулканические тела и, вероятно, частично эффузивы и их туфы.

Отложения краевой, геантиклинальной полосы, включающей Хилокскую зону Центрального Забайкалья и северо-западную Пришилкинскую зону Восточного Забайкалья, представляют собой преимущественно вулканогенные образования главным образом среднего состава, подвергшиеся впоследствии зеленокаменному изменению. В Приаргунской геантиклинальной зоне в среднепалеозойских отложениях встречаются лишь туфы кислых пород.

Интрузивные процессы, завершающие среднепалеозойский этап развития Забайкалья, проявились чрезвычайно интенсивно. Наиболее ранними в этой интрузивной серии являются небольшие по размерам тела пород габброидного состава, развитые в Центральном и Восточном Забайкалье. Позже здесь происходило формирование сложных многофазных гранитоидных интрузивов, занимающих огромные площади. Среди них имеются и более основные разности интрузивных пород гибридного происхождения, но главную роль играют гранодиориты и граниты, среди которых в наиболее поздние фазы развивались лейкократовые и аляскитовые разности. В ряде случаев эти гранитоиды подверглись последующим динамометаморфическим преобразованиям и превратились в катакластические гранито-гнейсы. Вмещающие породы были подвержены контактовому метаморфизму и превращены в роговики, скарны и близкие к ним породы; явления магматической инъекции проявились здесь в незначительных масштабах.

В верхнепалеозойских (пермских) терригенных отложениях геосинклинали типа магматические образования имеют незначительное распространение, и только в краевой зоне пермской геосинклинали-

ной системы вулканогенные породы характеризуются широким развитием.

В Зачикойской зоне и в полосе, примыкающей к Чикой-Ингодинскому структурному шву, в пермских отложениях наблюдаются кислые, средние и основные эффузивы и их туфы.

В сложных эффузивных комплексах Хилокской зоны, представленных породами кислого, среднего и субщелочного состава, несомненно, широко развиты и эффузивы пермского возраста. Исследованиями последних лет выявлено широкое распространение интрузивных пород верхнепермского (возможно, частично раннемезозойского) возраста в Центральном и Восточном Забайкалье. Крупные интрузии этого возраста, сложенные различными гранитоидными породами, развиты в Центральном Забайкалье (Кыринский комплекс), а в последнее время выявлены и в междуречье Шилки и Аргуни. К этому же возрасту (или близко к нему) относятся, по-видимому, мелкие гранитные массивы Асакан-Шумиловского комплекса кислых гранитоидов Зачикойской зоны и разнообразные по составу малые гипабиссальные интрузивные тела, прорывающие вулканогенные свиты Хилокской полосы.

В толщах, которые в Восточном Забайкалье относятся к верхнему триасу, нижней и средней юре, вулканогенные породы либо отсутствуют, либо имеют ничтожное значение. В Центральном Забайкалье встречаются отложения, приуроченные к относительно узким тектоническим депрессиям (глыбовым синклиналиям); они датируются в рамках от средней юры до нижнего мела включительно и в ряде случаев содержат вулканогенные породы, эффузивы и их туфы, чаще всего кислого состава. Исключением, возможно, является лишь Даурская зона Центрального Забайкалья, особенности магматической истории которой в течение мезозоя еще не познаны в достаточной степени.

С активными предверхнеюрскими тектоническими движениями в различных структурно-фациальных зонах остаточной геосинклинальной системы Восточного Забайкалья связаны разные интрузивные образования. В пределах структур, где эти движения проявились наиболее интенсивно (Центральная и Северо-Западная синклиналильные зоны) выявляются гранитные интрузивы, обычно сложно построенные и представленные в основном гранитами и гранодиоритами. Они приурочены главным образом к крупным антиклинальным структурам, осложняющим синклиналильные зоны. В их строении иногда принимают участие синтектонические гнейсовидные гранитоиды, сопровождаемые инъекциями вмещающих пород (Цаган-Олуевский массив); для них характерно широкое развитие кислых и ультракислых гранитоидных разновидностей, вплоть до образования пород аляскитового типа. Эти интрузии относятся к группе фаций средних глубин, хотя в ряде случаев несут определенные признаки гипабиссальности. Наиболее крупные интрузивы имеют площадь до 500 км².

В пределах Переходной зоны наблюдаются штоки, в которых резко преобладают гранодиориты, а граниты играют подчиненную роль. Наибольший массив из этой серии имеет площадь около 160 км²; для многих из них характерны резкие признаки гипабиссальности. Их пространственное положение контролируется главным образом разрывными структурами.

В краевых Приаргунской и Пришилкинской зонах, а также в области Газимуро-Урюмканских поднятий мезозойские интрузии в значительной части, вероятно, синхроничны отмеченным выше и представ-

лены серией малых интрузий, штоков и даек гранодиоритового, гранитного и граносиенитового состава, относящихся чаще всего к гипабиссальным породам и приуроченных к разрывным нарушениям различного типа и направлений.

С предверхнеюрскими интрузиями более глубинного типа связаны широкие зоны контактового метаморфизма (образование роговиков); на участках, где развиты малые гипабиссальные тела (часто на обширной площади) проявляется гидротермальный метаморфизм, в результате которого подвергаются изменению и сами интрузивные тела.

В верхнеюрскую эпоху в Восточном Забайкалье весьма широко проявились процессы поверхностного вулканизма, в связи с которыми были сформированы толщи пород, сложенные преимущественно эффузивами и туфами среднего состава. Аналогичные породы имеются также в Даурской зоне Центрального Забайкалья. В связи с этими процессами образовались субвулканические тела, представленные диоритами и порфиритами и приуроченные к протяженным разрывным структурам.

С завершающей преднижнемеловой фазой этого этапа связано формирование несколько более ранних штоков и более поздних даек, сложенных породами разнообразного состава. Для этой фазы характерно широкое развитие субщелочных пород — монцонитов, сиенитов, диорит-сиенитов и других; среди них встречаются и породы щелочно-земельного ряда, соответствующие составу гранодиоритов — гранитов. Штоки часто обладают определенными признаками гипабиссальности, однако обращает на себя внимание широкое развитие среди них полнокристаллических и крупнокристаллических разновидностей. Более поздние дайки, относящиеся к этой же возрастной группе, обычно имеют резко выраженные признаки гипабиссальности. Дайки и штоки этого возраста в пределах Восточного Забайкалья распределены неравномерно, образуя отдельные узлы сгущения интрузий.

В Центральном Забайкалье выявляются также верхнемезозойские гипабиссальные интрузии и субвулканические тела различного состава, представленные преимущественно штоками и дайками.

В нижнемеловую эпоху в Восточном и (в незначительной степени) Центральном Забайкалье проявляются вулканические процессы, с которыми связано формирование главным образом кислых лав и их туфов. В некоторых случаях в составе этих толщ встречаются и основные породы (район деревни Н. Дурулгуй и др.). С завершающим этапом формирования нижнемеловых комплексов связано внедрение субвулканических тел и резко гипабиссальных интрузий кислого и изредка основного состава, выявляемых весьма редко.

Вулканические процессы заканчиваются в кайнозое, в неогеновый период и раннечетвертичную эпоху широкими излияниями андезитобазальтовых лав, которые часто отличаются повышенной щелочностью.

МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

В пределах Олекмо-Витимской горной страны очень широко распространены различные магматические образования архейского, нижнепротерозойского и верхнепротерозойского возраста. Известны также магматические проявления, приуроченные к нижнепалеозойскому и мезо-кайнозойскому этапам развития.

Магматизм архея

В составе архейских образований выделяются два магматических комплекса пород: ранний — комплекс метаморфизованных основных и ультраосновных пород и поздний — гранито-гнейсовый комплекс.

Комплекс метаморфизованных основных и ультраосновных интрузивов

Породы этого комплекса имеют небольшое развитие. Они слагают либо мелкие секущие интрузии типа штоков, даек, иногда трубчатых тел, либо пластовые залежи в гнейсовых толщах. В составе пород комплекса наиболее распространенными являются сильно метаморфизованные амфиболитизированные габбро с едва сохранившейся структурой исходной породы. В большинстве случаев они превращены в типичные амфиболиты, о магматической природе которых можно судить только по секущим контактам с вмещающими породами и по ассоциации с менее измененными метабазами.

Значительно реже в составе данного комплекса встречаются метаморфизованные ультраосновные породы, представленные тальковыми сланцами, серпентинитами и реже гиперстеновыми пироксенитами и тремолитизированными оливинитами. Несколько небольших тел этих пород, приуроченных в большинстве случаев к зонам нарушения, известны среди архейских гнейсов, или же встречаются в виде ксенолитов среди прорывающих их гранито-гнейсов в хребте Кодар, в междуречье Б. Торы и Чары, а также в верховьях реки Б. Торы.

Породы рассматриваемого комплекса метабазитов пересекают гнейсовый суперкристалльный комплекс и в свою очередь прорваны более молодой интрузией гранито-гнейсов. Этим и определяется их относительный возраст в группе архейских образований.

Гранито-гнейсовый комплекс

Среди архейских образований породы этого комплекса довольно широко распространены. Наиболее характерными его представителями являются биотитовые, лейкократовые, иногда даже аляскитоподобные гнейсовидные граниты. Нередко встречаются биотитово-амфиболовые, более меланократовые гранито-гнейсы. Кроме того, к этому же комплексу пород относятся светло-розовые, лейкократовые, биотитовые, крупнозернистые, слабо гнейсовидные или почти массивные граниты, тесно ассоциирующие с гранито-гнейсами. Краевая фация гранитов этого типа, однако, всегда характеризуется отчетливо выраженной гнейсовой текстурой.

Минералогический состав всех этих пород близок: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит или реже амфибол. Из вторичных минералов характерны: мусковит, хлорит и эпидот. Аксессуарными являются гранат, апатит, циркон, монацит, ортит, иногда сфен. В некоторых гранито-гнейсах в редких случаях был встречен пироксен типа эгирина-авгита и полущелочная роговая обманка. Микроклин и плагиоклаз (обычно олигоклаз) содержатся в породах комплекса в переменных отношениях. Чаще всего калиевый полевой шпат заметно преобладает над плагиоклазом, но в некоторых породах оба эти минерала находятся примерно в равных количествах или даже плагиоклаз преобладает

(главным образом в биотитово-амфиболовых гранито-гнейсах). В целом для гранито-гнейсов характерно широкое распространение лейкократовых типов пород. В гранито-гнейсах преобладают гранобластовые и цементные структуры и широко распространены мирмекитовые прорастания.

Для архейских гранитов характерно высокое содержание кремнезема и щелочей при заметном преобладании калия над натрием, переизбыток глинозема и небольшое содержание окислов двухвалентных металлов.

Гранито-гнейсы образуют либо крупные пластовые тела в гнейсах, либо (что чаще) тесно перемежаются с мигматитами, так что трудно их различить. Во многих случаях при геологическом картировании граница между гранито-гнейсами и мигматитами проводится условно по относительному преобладанию гранитного вещества или материала субстрата.

С гранито-гнейсами и гранитами этого комплекса тесно ассоциируют жильные образования: аплиты и особенно пегматиты, а также кварцево-полевошпатовые и кварцевые жилы, которые обычно характеризуются редкоземельной минерализацией. В нескольких случаях в пегматитах была встречена мелкая гнездовая вкрапленность молибдена.

Условия залегания гранито-гнейсов, их соотношения с вмещающими породами, а также особенности структуры и текстуры, по-видимому, свидетельствуют о метасоматическом происхождении большинства пород рассматриваемого комплекса.

Принадлежность обоих этих комплексов к архейской группе была уже показана ранее при описании суперкрупных комплексов архея.

Магматизм нижнего протерозоя

Магматические комплексы нижнего протерозоя Олекмо-Витимской горной страны, так же как и соответствующие суперкрупные образования, представлены резко различными петрографическими типами пород в зависимости от их положения в структурно-фациальных зонах.

Интрузивные комплексы Кодаро-Удоканской зоны

В составе нижнего протерозоя Кодаро-Удоканской зоны выделяются четыре разновозрастных интрузивных комплекса, перечисленные от древних к молодым:

1. Каларский габбро-анортозитовый комплекс.
2. Куандинский комплекс гранитоидов.
3. Кодарский комплекс гранитоидов.
4. Дайковый комплекс диабазов и габбро-диабазов.

Каларский габбро-анортозитовый комплекс

Рассматриваемый интрузивный комплекс представлен породами из группы габбро и анортозитов. Наибольшее распространение в нем имеют анортозиты, габбро-анортозиты, габбро-нориты, микропегматитовые и уралитизированные габбро, резко подчиненное значение — оливиновые габбро. Очень типичными, но реже встречающимися поро-

дами данного комплекса являются обогащенные магнетитом габбро, содержащие пластообразные или линзовидные сегрегации титаномагнетита. С породами группы габбро связаны жилы габбро-пегматита и дайки габбро-диабазов.

Анортозиты слагают крупный массив в бассейне рек Калара и Олекмы длиной около 157 км при средней ширине 10—20 км. Простираение его северо-восточное, согласное с простираением вмещающих его гнейсов и гранито-гнейсов архейского возраста.

Породы Каларо-Олекминского плутона чаще гнейсовидные, полосчатые или катаклазированные. Строение этого массива изучено еще недостаточно, но редкие замеры элементов гнейсовидности и полосчатости в его породах повсеместно имеют простираение, совпадающее с простираением массива, и однообразное падение на юго-восток. Очень возможно, что гнейсовидность и частично катаклиз имеют первичный характер, обусловленный особенностями внедрения и кристаллизации плутона, а особенно это относится к полосчатости, связанной с проявлениями магматической прототектоники. Некоторые данные позволяют предположить, что рассматриваемый массив анортозитов имеет форму крупной плоской интрузивной залежи, погружающейся к юго-востоку под гнейсовый комплекс пород.

Среди пород массива наиболее распространены серые, очень крупнозернистые или розовые мелкозернистые, или, наконец, белые и пятнисто-зеленые гнейсовидные анортозиты. Гнейсовидные разности анортозитов занимают большую часть массива. Серые и розовые анортозиты, резко отличающиеся по своему внешнему виду, как показали микроскопические наблюдения, характеризуются совершенно одинаковым минералогическим составом. Они состоят почти из одного лабрадора (50—60% анортита), зерна которого достигают 3 см длины. В некоторых анортозитах, особенно гнейсовидных, плагиоклазы сильно сосюритизированы, хотя в большинстве случаев они довольно свежие. Из цветных минералов в очень небольшом количестве присутствуют гиперстен, авгит и амфибол (вторичная зеленая роговая обманка и актинолит). Из аксессуарных постоянно встречаются магнетит или титаномагнетит (до 1%), а спорадически — апатит.

По данным Е. С. Бобина (1938), в бассейне р. Олекмы в Каларо-Олекминском плутоне наряду с анортозитами встречены своеобразные микроклины — анхимономинеральные породы, состоящие в основном из микроклина с небольшой примесью кислого плагиоклаза и в некоторых случаях кварца. Кроме того, из цветных минералов в незначительном количестве присутствуют биотит, роговая обманка, мусковит и темно-бурый гранат, из аксессуарных встречаются сфен и апатит.

Соотношение этих двух крайних представителей комплекса фельдшпатолитов неясно. По всей вероятности, они являются дифференциатами одной интрузии.

В строении Каларо-Олекминского массива небольшое значение имеют также габбро, габбро-анортозиты и габбро-диориты, тесно ассоциирующие с анортозитами.

Породы из группы габбро слагают самостоятельные, довольно крупные тела в верховьях рек Иномакита и Чины (Чинейский плутон, хребет Удокан), а также в бассейне реки М. Култушной (хребет Кодар). Небольшие тела габбровых пород этого комплекса встречаются и во многих других местах Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны.

Чинейский плутон габбро занимает площадь примерно $16 \times 6,5$ км и вытянут своей длинной осью в широтном направлении. Он прорывает метаморфические толщи удоканской серии и в свою очередь интродуцирован гранодиоритами.

В составе пород плутона главную роль играют габбро-нориты, кроме того, здесь встречаются кварцевые или микропегматитовые габбро, лейкократовые габбро, близкие анортозитам, рудное и оливковое габбро. Особенно типичны для массива рудные (титаномагнетитовые) габбро с линзовидными и пластовыми сегрегациями титаномагнетита, возможно, имеющими практическое значение. Для многих пород плутона очень характерны полосчатые (первично-расслоенные) протомагматические текстуры. Структура плутона еще недостаточно изучена. В большинстве случаев полосчатость в габбро имеет широтное простирание, совпадающее с общей вытянутостью плутона, и северное падение. Вероятно, Чинейский плутон представляет собой плоскую интрузивную залежь, наклоненную на север.

Породы Чинейского плутона во многих случаях несут заметные следы наложенного метаморфизма, выражающиеся преимущественно в амфиболитизации пироксенов.

Массив габбро, находящийся в бассейне реки М. Култушной, окружен почти со всех сторон прорывающими его гранитами. В самом массиве также заключено много мелких тел гранитов и жил пегматитов. Размеры массива 2×12 км, причем вытянут он в соответствии с тектонической структурой участка в северо-западном направлении.

Массив сложен в основном уралитизированным габбро и рудным, отчасти лейкократовым габбро, близким к анортозитам. Породы этого массива метаморфизованы более интенсивно по сравнению с породами Чинейского плутона, что вполне естественно, если принять во внимание его геологическую позицию (ксенолит среди гранитов). Здесь встречаются первично-полосчатые текстуры пород, особенно характерные для рудного габбро. В последнем встречаются крупные линзовидно-пластовые сегрегации титаномагнетита, которые могут иметь практический интерес. Среди пород массива встречаются дайки крупнозернистых габбро-пегматитов.

Контактовое воздействие интрузивных пород массива на вмещающие породы протерозоя слабое и иногда выражено в образовании альбитовых роговиков типа адинолов.

Относительный возраст пород рассматриваемого комплекса установлен совершенно определенно на основании того, что они прорывают осадочно-метаморфические толщи удоканской серии и сами подверглись интрузивному воздействию со стороны наиболее ранних гранитов нижнепротерозойского магматического этапа (гранитов куандинского комплекса).

*Куандинский комплекс гранитоидов**

Породы этого комплекса имеют в Кодаро-Удоканской зоне очень большое распространение. Они слагают широкую полосу, расположенную в основном около внутренней (западной и юго-западной) границы

* Гранитоиды куандинского комплекса раньше включались в состав мамско-бронского (или оронского) комплекса. Однако в результате исследований (Салоп, 1958), было установлено, что собственно мамско-оронские граниты должны быть отнесены к верхнепротерозойскому тектоно-магматическому этапу, а куандинские граниты, во многом на них похожие, являются более древними. Куандинские граниты прорыв-

зоны, образуя своеобразный пояс, окаймляющий Чарскую глыбу архея и протягивающийся, вероятно, далеко на восток, обрамляя с юга Алданский щит (по-видимому, соответствуя зоне древнестановых гранитов Д. С. Коржинского).

В пределах Олекмо-Витимской горной страны этот пояс прослежен от оз. Ничатка до оз. Орон, где он плавно изменяет свое направление сначала на меридиональное (до верховьев рек Култушной и Куда-Мала), затем последовательно на широтное, юго-восточное и северо-восточное (в бассейне рек Калара и Олекмы).

Породы, слагающие этот комплекс, разнообразны. Среди них наибольшее распространение имеют равномернозернистые или порфировидные биотитовые граниты, а также гнейсовидные граниты. Меньшая роль принадлежит двуслюдяным или мусковитовым гранитам, а также гранодиоритам и кварцевым диоритам. С гранитоидами данного комплекса генетически тесно связаны пегматиты и отчасти кварцево-полевошпатовые и кварцевые жилы.

Как показали исследования в бассейне р. Сыгыхты, гнейсовидные граниты рассматриваемого комплекса обязаны своим происхождением процессам гранитизации. Для них характерна отчетливая линейная текстура, повторяющая структурные элементы пород осадочной толщи (удоканской серии), за счет метасоматического замещения которых они образовались. В расположении этих гранитов наблюдается отчетливая приуроченность их к сланцевым и песчаниковым толщам. В бассейне р. Сыгыхты, например, метасоматическому замещению подвергались в основном сланцевые толщи, в то время как кварциты оказались гранитизированными в очень небольшой степени и поэтому хорошо прослеживаются среди гранитов.

Для гнейсовидных гранитов очень характерны гранобластовые структуры с явлениями замещения одних минералов другими. Минералогический состав их следующий: микроклин, плагиоклаз (олигоклаз и альбит-олигоклаз), кварц, биотит, иногда амфибол и мусковит. В качестве примесей довольно обычны монацит, ортит, сфен, апатит и магнетит. Микроклин обычно заметно преобладает над плагиоклазом.

С гнейсовидными гранитами постепенными переходами связаны массивные равномернозернистые биотитовые граниты. Минералогический состав их почти тождествен составу гнейсовидных гранитов, но отличаются они от гнейсовидных не только своей текстурой, но и структурой. В них иногда встречаются гранитовая и даже гипидиоморфнозернистая структуры.

ваются позднеорогенными гранитами кодарского комплекса и в то же время на размытой поверхности тех и других залегают отложения верхнего протерозоя, которые интродуцируются и метаморфизуются гранитами мамско-оронского комплекса. Важно отметить, что в составе последних очень большое распространение имеют пегматоидные граниты (или гранит-пегматиты), вмещающие слюдяные месторождения Мамского района, в то время как среди куандинского комплекса такие породы довольно редки и практически не слюдоносны. Существующее все же сходство между ними объясняется близкими условиями формирования. И те и другие являются синорогенными плутоническими комплексами, в образовании которых существенное значение имели процессы гранитизации и анатексиса.

Абсолютный возраст пегматитов куандинского комплекса — 1200 млн. лет (свинцовый метод, И. Е. Старик), а пегматоидных гранитов мамско-оронского комплекса — значительно меньший (аргоновый метод дает 280—320 млн. лет, которые, однако, заметно преуменьшены, по-видимому, вследствие удаления аргона при позднейших геологических процессах).

Генезис этих гранитов не совсем ясен. Вероятно, они кристаллизовались из магматического расплава, однако не совсем понятно, является ли этот расплав результатом реоморфизма метасоматических гранитов («мигма») или же его следует рассматривать как самостоятельную гранитную магу.

Порфиroidная структура некоторых гранитов рассматриваемого комплекса возникла или в последние этапы кристаллизации гранитного расплава или в результате наложения процессов метасоматоза. Порфиrowые выделения, достигающие в отдельных случаях 10—12 см (чаще 1,5—3 см), образованы обычно микроклином или (реже) кислым плагиоклазом, имеют сложные контуры и замещают все ранее выделенные минералы. В одном случае было установлено, что они пересекают тонкую пегматитовую жилку в граните, т. е. их формирование происходило после кристаллизации гранита в твердой породе (порфиробласты). Иногда отмечалась неотчетливая ориентировка в расположении порфиrowых выделений, обусловленная, по-видимому, существованием благоприятных направлений в граните (субпараллельные микротрещины).

С гранитоидами этого комплекса иногда связаны также гибридные породы типа кварцевых диоритов и гранодиоритов. Они образовались при ассимиляции гранитами карбонатных пород, к которым пространственно тяготеют и ксенолиты которых содержат.

В приконтактовых частях интрузивных тел, особенно в кровле, широко развиты двуслюдистые или мусковитовые, часто пегматоидные граниты и связанные с ними пегматиты. Последние имеют большое распространение среди рассматриваемых пород. Можно отметить следующие характерные типы пегматитов:

- а) грубозернистые ортогекситовые пегматиты с биотитом, часто содержащие много магнетита и граната;
- б) пегматиты с турмалином;
- в) пегматиты с мусковитом.

С неравномернoзернистыми биотитовыми гранитами Куандинского комплекса в некоторых районах тесно ассоциируют дайки порфириров и лампрофиrow. Эти породы пересекают граниты Куандинского комплекса, но сами встречаются в виде ксенолитов, заключенных в более поздних гранитах кодарского комплекса (Мануйлова, 1952).

Химический анализ порфиrowидного гранита, взятого в бассейне р. Калара (по Бобину, 1933) и, по-видимому, относящегося к куандинскому комплексу, приведен в табл. 11.

Воздействие гранитоидов комплекса на вмещающие породы удоканской суперконтинентальной серии очень значительно и выражается в явлениях щелочного (натрового и калиевого) метасоматоза, в образовании широких зон кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов и в глубоких метасоматических преобразованиях, приводящих к гранитизации. Огромные поля мигматитов в протерозойских породах удоканской (и отчасти муйской) серии, расположенные в верховьях рек Талой, Куда-Мала, в среднем течении р. Сюльбана и в бассейне р. Куанды, образовались в результате воздействия гранитов рассматриваемого комплекса. В бассейне р. Калара гранитоиды, несомненно, участвуют в гранитизации архейских гнейсов, образуя в них также мигматитовые поля.

Интересно отметить широкое развитие послонных и секущих кварцевых и кварцево-полевошпатовых жилков, а также явлений окварце-

Таблица 11

Компоненты	Вес. %	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому
SiO ₂	70,92	$a = 14,0$
TiO ₂	0,36	$c = 2,5$
Al ₂ O ₃	15,84	$b = 4,5$
Fe ₂ O ₃	0,94	$s = 79,5$
FeO	1,02	$a' = 35,3$
MnO	0,02	$f' = 38,2$
MgO	0,76	$m' = 26,5$
CaO	2,10	$n = 67,5$
Na ₂ O	4,38	$Q = 27,5$
K ₂ O	3,20	
П.п.п.	0,38	
H ₂ O	0,19	
Сумма	100,11	

вания («кварцевый фронт» гранитизации) во внешних зонах мигматитовых полей. Обычно эти образования не имеют никаких следов рудной минерализации.

Куандинский комплекс гранитоидов почти не несет сколько-нибудь заметного оруденения.

Относительный возраст этого комплекса гранитоидов четко устанавливается на основании того, что они прорывают суперкрупные толщи и габбро-анортозитовые интрузии нижнего протерозоя и сами подверглись интрузивному воздействию со стороны более молодых гранитов кодарского комплекса.

Кодарский комплекс гранитоидов

Этот комплекс гранитоидов также очень широко распространен в пределах Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны, являясь чрезвычайно характерным ее элементом. Гранитоидами кодарского комплекса сложены крупные плутоны в хребтах Кодар и Удокан (Кодарский, Кеменский, Инномакитский, Каларский, Икабьеканский и Ханинский плутоны). Все эти плутоны размещаются преимущественно около внешней границы Кодаро-Удоканской зоны, вблизи тектонической границы с выступом архейского фундамента Чарской глыбы.

В отличие от расплывчатых, часто совершенно неопределенных контактов с вмещающими породами, характерных для гранитоидов куандинского комплекса, рассматриваемые гранитоиды обычно имеют с осадочными породами резкие и крутые, почти вертикальные контакты. Массивы гранитов, хотя и секут складчатую структуру, но в общем отмечается известная согласованность или приспособленность простирания вмещающих пород к границам интрузивных тел, причем в большинстве случаев слоистые толщи круто падают в сторону, противоположную центру плутона.

В ряде случаев (особенно в Кодарском плутоне) отмечалось, что интрузивные тела имеют тектонический контакт. Более детальные иссле-

дования показывают, что первоначальные границы массива также определялись местными дизъюнктивными нарушениями, предшествовавшими интрузивной деятельностью. В гранитах на этих участках сильно развиты протоклаз и интенсивная постмагматическая минерализация (окварцевание, флюоритизация, пиритизация и пр.). Массивы гранитоидов рассматриваемого комплекса являются, вероятно, типичными трещинными интрузиями и отчасти диапир-плутонами, внедрившимися в конце эпохи тектогенеза и завершившими свое формирование уже в посторогенное время.

Размещение плутонов, вероятно, контролировалось глубокими разломами, отделяющими архейские блоки от складчатого протерозойского окаймления. Интересно, что в пределах Чарской глыбы архея граниты, достоверно относящиеся к данному комплексу, имеют форму небольших вытянутых тел, приуроченных к расколам фундамента.

Гранитоиды кодарского комплекса сформировались по меньшей мере в три фазы. В первую, наиболее раннюю, внедрились самые распространенные породы — крупнозернистые биотитово-роговообманковые граниты, граносиениты и гранодиориты. С ними, преимущественно в Кодарском плутоне, ассоциируют разнообразные гибридные породы: кварцевые диориты, диориты, монциониты и отчасти субщелочные граносиениты, возникшие в результате контаминации гранитной магмы известняками и основными породами (преимущественно каларского комплекса).

В отдельных случаях в крупнозернистых гранитах наблюдаются ксенолиты гранодиоритов и кварцевых диоритов, характерных для краевой фации массива. Это дает основание полагать, что и в данной фазе гранитоидов выделяется ранняя субфаза, характеризовавшаяся более основным составом пород.

Крупнозернистые биотитово-роговообманковые граниты отличаются массивностью, серой окраской и однообразным сложением. В их составе главную роль играют микроклин, плагиоклаз (20—35%), биотит, зеленая роговая обманка. Микроклин обычно несколько преобладает над плагиоклазом. Из аксессуарных и вторичных минералов очень характерны флюорит, циркон, сфен, апатит и магнетит. Следует отметить, что некоторые граниты этого типа богаты флюоритом и цирконом, являющимися в них постмагматическими минералами. Для гранитов характерна гранитная или гипидиоморфная структура. В эндоконтакте они часто имеют мелкозернистое строение и обладают пегматоидной или порфировой структурой с гранофировой основной массой. Иногда очень типичны миаролитовые пустотки, частично заполненные кристаллами кварца, хлоритом и ильменитом.

Другой разновидностью указанных гранитов являются крупнозернистые биотитовые, часто порфиroidные, граниты. Они наиболее характерны для Кеменского и Каларского плутонов, но также широко распространены и в других массивах (кроме Кодарского, где преобладают биотитово-роговообманковые граниты, гранодиориты и граносиениты). Эти породы отличаются то розовой, то светло-серой окраской, лейкократовым обликом и часто порфиroidной структурой. Для них характерно заметное преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом и более кислый состав последнего (15—25% An). Остальные минералы, характерные для первого типа гранитов (кроме роговой обманки), обычны и здесь.

Во вторую фазу интрузивной деятельности внедрились мелкозернистые порфиroidные граниты, аляскитоидные граниты и так называемые «красные граниты». В подавляющем большинстве случаев породы этой фазы слагают небольшие массивы, обычно локализованные в пределах плутонов, сложенных гранитоидами первой фазы. С более ранними гранитоидами они имеют отчетливые интрузивные контакты. Многие породы этой фазы богаты кремнеземом и имеют повышенную щелочность. В аляскитоидных гранитах часто отмечаются явления грейзенизации и флюоритизации. Последняя характерна и для многих других гранитоидов этой фазы. Очень своеобразны крупнозернистые мясо-красные лейкократовые граниты, образующие небольшие тела, размещающиеся среди гранитов ранней фазы. Красный цвет полевых шпатов, по-видимому, стоит в связи с их гидротермальными (постмагматическими) изменениями.

Третья фаза характеризовалась внедрением по трещинам гранит-порфиров, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, слагающих многочисленные дайки не только в пределах гранитных массивов данного комплекса, но и во вмещающих породах.

При изучении химического состава гранитоидов этого комплекса обращает на себя внимание постоянно повышенные по сравнению со средним типом гранитов содержание в них окиси и закиси железа. По мнению В. С. Соболева, это свидетельствует о конечных этапах магматической деятельности и характеризует условия кратогенного режима или условия, близкие к нему. Геологическая позиция кодарского интрузивного комплекса не противоречит этому взгляду.

Контактное воздействие гранитоидов кодарского комплекса на вмещающие породы удоканской серии выражается в явлениях ороговикования и в метасоматических преобразованиях, приводящих к возникновению микроклинизированных роговиков и скарноидов. Явления гранитизации, связанные с кодарскими гранитоидами, имеют незначительное распространение. Мигматиты в контактовых ореолах почти не встречаются, пегматиты очень редки. Кварцевые и кварцево-карбонатные жилы, напротив, довольно распространены.

С гранитоидами поздней фазы этого комплекса находятся в тесной пространственной и, вероятно, генетической связи гидротермальные проявления золотой, молибденовой, полиметаллической и флюоритовой минерализации. Проявления золотого оруденения связаны с кварцевыми жилами, залегающими преимущественно среди гранитов первой фазы Кодарской интрузии вблизи выходов гранитов второй фазы этой же интрузии (бассейн рек Средний и Верхний Удокан). Некоторые из этих жил, судя по данным разведки, могут представить практический интерес. По-видимому, с рассматриваемым комплексом также связаны небольшие кварцевые золотоносные жилы в бассейнах рек Икабии (кл. Горки) и Калара (кл. Сакукан).

Проявления молибденовой минерализации встречаются как в связи с кварцевыми жилами, так и с грейзенизированными аляскитоидными гранитами второй фазы Кодарской интрузии (бассейн р. Сьюлбан). Возможно, что с гранитоидами кодарского комплекса связаны проявления молибденовой минерализации в некоторых метасоматических породах бассейна р. Сьюлбана. Практическое значение этих рудопоявлений неясно. Незначительные проявления свинцово-цинковой минерализации связаны с кварцевыми жилами. Особенно характерна для кодарского интрузивного комплекса флюоритовая минерализация,

приуроченная к кварцево-карбонатным жилам, содержащим флюорит, и к гранитам, измененным постмагматическими процессами. Несмотря на очень широкое распространение этой минерализации, практически интересных объектов пока не выявлено.

Нижняя возрастная граница кодарского комплекса отчетливо определяется на основании интрузивных контактов с породами удоканской серии, каларского габбро-анортозитового и куандинского гранитного комплекса. Самые молодые породы куандинского комплекса — лампрофиры и порфириты, по данным М. М. Мануйловой, встречаются уже в виде ксенолитов в кодарских гранитах. Эти же лампрофиры и порфириты пересекаются гранит-порфирами третьей фазы кодарского комплекса.

Верхняя возрастная граница устанавливается на основании пересечения гранитов дайками более молодых микропегматитовых габбро-диабазов, на поверхности размыва которых, а также и на самих гранитах кодарского комплекса трансгрессивно залегают платформенные отложения нижнего кембрия (в бассейне р. Кемена, в районе оз. Ничатка и по р. Иномакиту). За пределами рассматриваемого района, в бассейне р. Чары (реки Ченча, Джелинда и др.), а также в нижнем течении р. Витима (по рч. Н. Язовой и др.) гранитоиды данного комплекса перекрываются конгломератами патомской серии верхнего протерозоя.

Определение абсолютного возраста гранитов Кеменского плутона по аргоновому методу, произведенное в лаборатории ВСЕГЕИ (Н. И. Полевая), дает возраст 980—1000 млн. лет, что соответствует геологическим данным*.

Дайковый комплекс диабазов и габбро-диабазов

Этот комплекс пород распространен в пределах сравнительно неширокой полосы, протягивающейся примерно по середине Кодаро-Удоканской зоны и вытянутой параллельно ее внешней границе. Среди пород комплекса наиболее распространены диабазы, микропегматитовые диабазы и габбро-диабазы. Породы характеризуются свежестью и отсутствием метаморфических изменений, что отличает их от более древних габбро-диабазов. В составе диабазов и микродиабазов главную роль играют плагиоклазы (40—60% An) и пироксен (ромбический и моноклинный), затем амфибол, хлорит, рудный минерал, апатит. Структура пород диабазовая и габбро-офитовая.

Особенно типичны для данного комплекса габбро-диабазы с микропегматитами. Макроскопически это крупнозернистые породы с красным полевым шпатом. Микропегматиты располагаются в интерстициях между лейстами плагиоклаза и состоят из кварца и бурого шахматного альбита, образовавшегося, вероятно, за счет калиевого (или калина-тровога) полевого шпата. Микропегматитовые габбро-диабазы либо образуют шлиры среди нормальных габбро-диабазов, либо встречаются в верхней части пластовых залежей. Часто они сопровождаются очень тонкими жилками красного альбита.

Породы комплекса слагают дайки и в очень редких случаях мелкие штоки. Очень распространены горизонтальные или пологозалегаю-

* Определение возраста производилось для образца крупнозернистого биотитового гранита с р. Кемен (выемка дороги над водопадом).

шие дайки в гранитах. Такие дайки очень характерны в хребтах Кодар и Бурпала, но встречаются также и в верховьях р. Кемена, на правобережье р. Чины. В бассейне реки Ср. Укокан (хребет Кодар) диабазы образуют две почти параллельные между собой дайки мощностью от 0,5 до 5 м, залегающие в гранитах Кодарского плутона. Обе дайки имеют очень пологое ($5-10^\circ$) падение на северо-запад, а иногда залегают почти горизонтально. Они прослеживаются на расстоянии более 20 км, будучи разобцены только эрозионными долинами. Некоторые пологие дайки в хребте Удокан имеют мощность более 100 м и сопровождаются вертикальными или крутостоящими дайками, в отдельных случаях имеющими мощность превышающую 200—300 м и протяженность иногда до 10 км и более.

Дайки диабазов пересекают граниты кодарского комплекса — этим определяется их нижняя возрастная граница. Их верхний возрастной предел устанавливается на основании трансгрессивного налегания на них нижнекембрийских отложений (р. Кемен). Мы склонны относить их к концу нижнепротерозойского этапа развития. Основанием для этого служит тесная связь даек диабазов с гранитами Кодарской интрузии и частая приуроченность их к самым массивам гранитов. Кроме того, пояс даек диабазов является составной частью нижнепротерозойской структуры региона.

Интрузивные комплексы Витимо-Муйской зоны

В пределах Витимо-Муйской зоны выделяется один многофазный интрузивный муйский комплекс, к которому относится несколько разновременных интрузий, находящихся между собой в генетической связи.

Эти интрузии следующие (от древних к молодым):

1. Малые интрузии плагиогранитов и связанные с ними породы.
2. Офиолитовые интрузии ультраосновных и основных пород.
3. Интрузии гнейсовидных гранитов и плагиогранитов.

Малые интрузии плагиогранитов и связанные с ними породы

Интрузии этой группы представляют собой исключительно малые тела: дайки и штоки. Мощность отдельных даек варьирует от нескольких сантиметров до первых десятков метров, длина — от нескольких метров до первых сотен метров. Отдельные штоки в поперечнике достигают размеров от первых сотен метров до километра.

Эти породы имеют незначительное и крайне неравномерное распространение. В пределах Олекмо-Витимской горной страны они встречаются только на левобережье р. Витима, в бассейне р. Кияны (Бурятская АССР) на маленьком участке площадью примерно 12 км². Здесь они представлены многочисленными мелкими телами, местами значительно преобладающими над вмещающими эффузивными породами и основными интрузиями. Нередко они образуют во вмещающих породах сеть даек и неправильных тел. Контактное воздействие, оказываемое малыми интрузиями на вмещающие породы, обычно незначительное. В составе рассматриваемой группы можно выделить следующие типы пород: альбитовые микропегматитовые граниты (гранофиры), альбитовые гранит-порфиры, микротрондьемиты, кварцевые микродиориты, кварцевые микроаббро-диориты, кварцевые диабазовые порфириты. Все эти типы пород тесно связаны не только простран-

ственно, но между ними имеются все переходные звенья, что позволяет утверждать их генетическое единство. Породы этой группы сравнительно однообразны по минералогическому составу, но чрезвычайно различны по своим структурным особенностям и количественному содержанию отдельных минералов.

В их составе главную роль играют альбит, кварц, хлорит, эпидот, серицит, карбонат, лейкоксен, сфен, апатит и рудный минерал. Калиевый полевой шпат спорадически и в небольшом количестве встречается только в микропегматитовых альбитовых гранитах, роговая обманка — в наиболее основных породах.

Для альбитовых микропегматитовых гранитов, являющихся вместе с микротрондьемитами самыми распространенными породами группы, очень характерна гранофировая (микропегматитовая) структура, переходящая в микрогранитовую или оксиофитовую. Альбит нередко образует порфиновые выделения. Для микротрондьемитов и кварцевых микродиоритов наиболее типична оксиофитовая структура, характеризующаяся идиоморфизмом плагиоклаза и резким ксеноморфизмом кварца, занимающим промежутки между лейстами плагиоклаза. Структура кварцевых микрогаббродиоритов и кварцевых микрогаббро может быть названа оксибазитофитовой, по признаку большого количества в них кварца и хлорита, занимающим интерстиции между лейстами почти полностью сосюритизированного плагиоклаза. Разновидностью является порфировая структура с оксибазитофитовой основной массой.

С породами этой группы связаны незначительные проявления гематитового оруденения в виде вкрапленности железной слюдки или в форме тонких кварцево-гематитовых жилков.

Данные породы прорывают эффузивно-осадочную толщу, что можно наблюдать в бассейне р. Кияны. С другой стороны, они обнаруживают сходство с некоторыми эффузивными породами. Интересно, что точно такие же альбитовые микропегматитовые (гранофировые) граниты, как те, которые прорывают эффузивную толщу, встречаются в обломках агломератовых туфов и туфоконгломератов, между тем как последние являются внутрiformационными образованиями в эффузивно-осадочной толще. Вероятно, гранофировые граниты были выброшены на поверхность из глубоких частей того же магматического очага, что и эффузивы. В пользу этого свидетельствует наличие аналогичных пород в глубоких частях некоторых покровов кислых эффузивов (ключ Золотой, левый приток р. Кияны). Другие породы данной группы очень похожи на свои эффузивные аналоги. Так, например, микротрондьемиты по своему составу вполне соответствуют кварцевым кератофирам и оксикератофирам (с кварцем в основной массе), кварцевые диабазовые порфириты — кератофирам и кератоспилитам, а кварцевые микрогаббродиориты — спилитам и кварцевым диабазам. Для пород рассматриваемой группы (как и для пород эффузивной толщи) характерно резкое преобладание натрия над калием.

Верхняя возрастная граница пород группы малых интрузий, кроме того, устанавливается на основании нахождения их в виде ксенолитов в гнейсовидных плагиогранитах более поздней фазы муйского комплекса. Наконец, вне пределов рассматриваемой территории, в бассейне рек Уакиты и Горбылки (Южно-Муйский хребет) и по р. Кияне (Северо-Муйский хребет), в гальке конгломератов верхнего протерозоя в большом количестве встречаются породы, тождественные породам группы малых интрузий.

Офиолитовые интрузии ультраосновных и основных пород

Офиолитовые интрузии располагаются в виде трех поясов, приуроченных к зонам интенсивных тектонических нарушений типа глубинных разломов. Все три пояса, будучи между собой параллельны, вытянуты в северо-западном направлении. В пределах территории Читинской области находится только наиболее восточный из них — Талоинский пояс, прослеживаемый от верховьев реки Н. Орлов на северо-западе до верховьев р. Бахтарнак на юге. Он имеет, вероятно, протяжение более значительное, но районы, расположенные далее на юго-восток, изучены еще недостаточно. В пределах этого пояса известно большое число малых и крупных интрузий габбро, габбро-норитов, оливинового габбро, габбро-диоритов и кварцевого габбро. Ультраосновные породы (серпентиниты) образуют здесь небольшие вытянутые массивы, расположенные в зонах крупных разломов.

Для всех массивов рассматриваемой группы интрузий характерна линзовидная или пластообразная форма залегания. Интрузии участвуют в образовании складчатых форм вместе с вмещающими их стратифицированными отложениями. Породы часто рассланцованы и имеют тектонические контакты, что особенно характерно для ультраосновных интрузивов.

Гипербазиты представлены главным образом серпентинитами, реже гарцбургитами, дунитами и оливиновыми габбро-норитами. Особую разновидность пород этой группы составляют листвениты, образовавшиеся за счет серпентинитов, которые являются самыми распространенными породами данной группы. Наиболее крупный массив серпентинитов — Парамский, имеющий до 20 км длины и свыше 5 км в поперечнике (в самой широкой своей части), располагается в пределах Читинской области только частично. Остальные массивы гипербазитов имеют меньшие размеры. Линзовидная форма всех массивов серпентинитов стоит в связи с их положением в зонах тектонических нарушений. Контакты массивов с вмещающими породами очень крутые, часто вертикальные, сопровождающиеся явлениями рассланцевания. Вследствие тектонических движений, по-видимому, неоднократно возобновляющихся, около контакта в серпентинитах наблюдаются тектонические блоки самых разнообразных пород, включая породы нижнего палеозоя. Особенности формы и контактов гипербазитовых массивов, а также отсутствие метаморфического воздействия на вмещающие породы дают возможность предположить, что окончательное размещение их произошло вследствие тектонических движений.

Серпентиниты в ряде массивов подвергались интенсивным процессам карбонатизации, приведшим к образованию лиственитов, которые состоят в основном из железисто-магнезиального карбоната (брайнерита) и серпентинита с подчиненным количеством кварца, мусковита, талька и магнохромита.

Дуниты обычно слагают небольшие участки среди серпентинитов, от которых они макроскопически мало чем отличаются. Они состоят из частично серпентинизированного оливина и примеси хромита или магнохромита.

Гарцбургиты также не образуют самостоятельных массивов, а встречаются среди серпентинитов. Это крупнозернистые породы, состоящие в основном из оливина (60—70%) и ромбического пироксена (энстатита). В небольшом количестве в них содержится хромит. Иногда

среди серпентинитов встречаются небольшие участки оливиновых габбро-норитов. В некоторых районах эти породы образуют самостоятельные массивы.

Породы группы габбро представлены амфиболитизированными и сосюритизированными габбро, кварцевыми амфиболитизированными габбро, габбро-диоритами, оливиновыми габбро и габбро-норитами, энстатитовыми норитами и др. С ними связаны жильные габбро-пегматиты.

Почти все породы рассматриваемой группы в той или иной мере метаморфизованы и иногда превращены в метагаббро, метадиабазы и даже амфиболиты. Среди габброидов офиолитовой интрузии совершенно отсутствуют первично-расслоенные (полосчатые) массивы анортозитов и очень редки плутоны, сложенные титаномagnetитовым габбро, т. е. те интрузивные образования, которые столь типичны для каларского комплекса Кодаро-Удоканской зоны.

Большая часть интрузий габброидов представляет собой согласные пластовые или линзовидные тела, и только небольшое число их по форме залегания может быть отнесено к штокам.

В Талоинской офиолитовой полосе интрузии габброидов в виде малых и больших пластовых залежей, участвующих в сложной складчатой структуре района, переполняют вмещающие породы — рассланцованные эффузивы муйской серии.

Наиболее распространенными породами в офиолитовом комплексе являются амфиболитизированные габбро и габбро-диориты. Обычно они характеризуются среднезернистым, реже крупнозернистым сложением и габбровой или габбро-офитовой структурой. Диабазы с офитовой структурой имеют подчиненное значение. Текстура пород в основном массивная, но иногда отмечается сланцеватая и очковая (бластокатакластическая).

Главными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз и амфибол. Плагиоклаз обычно почти полностью замещен сосюритом, серицитом и эпидотом. Амфибол представлен актинолитом или уралитовой роговой обманкой, развивающимися по пироксену, который иногда сохраняется лишь в виде реликтов. Кроме этих минералов, в породе в большом количестве присутствуют хлорит, карбонат и эпидот. Аксессуарные минералы представлены лейкоксеном, сфеном, апатитом и титаномagnetитом. Широко распространенной разновидностью пород этого типа являются кварцевые амфиболитизированные габбро и габбро-диабазы. Они содержат кварц в количестве до 5, а иногда 10%. Только в единичных случаях можно предполагать его ксеногенный характер, но в большинстве случаев кварц несомненно, кристаллизовался из остаточного расплава, обогащенного кремнеземом. В отличие от габброидов каларского комплекса, среди рассматриваемых образований микропегматитовые габбро, тем более с калиевым полевым шпатом, совершенно отсутствуют.

Оливиновое габбро и габбро-нориты имеют значительно меньшее распространение, но в ряде районов слагают довольно крупные интрузивные тела. Это сравнительно крупнозернистые породы с габбровой, габбро-келифитовой (друзитовой), пойкилоофитовой и реже габбро-диабазовой структурами. В их минералогическом составе основная роль принадлежит оливину, плагиоклазу, ромбическому и моноклинному пироксену. Меньшее значение имеют актинолит, хлорит, биотит, карбонат, рудный минерал, титаноморфит (лейкоксен), апатит и др.

В составе этой группы можно выделить очень многочисленные петрографические разновидности в зависимости от минерального состава, структурных особенностей и вторичных изменений. Габбро-диориты (совместно с кварцевым габбро) встречаются преимущественно в Талоинском офиолитовом поясе и в Кедровском массиве (на юге Парамского пояса Бурятской АССР). От амфиболитизированных габбро они отличаются несколько меньшим содержанием роговой обманки и менее основным составом плаггиоклаза (40—50% An). Некоторые кварцевые габбро-диориты являются гибридными породами, особенности минералогического состава которых стоят в связи с наложенными процессами гранитизации.

Метагаббро, метагаббро-диабазы и амфиболиты распространены главным образом в зонах сильного контактового воздействия гранитов. Структура этих пород разнообразная: бластогаббровая, бластогаббро-офитовая, бластопорфировая, бластокатакластическая и гранонематобластовая. В их составе главную роль играют роговая обманка (обыкновенная или актинолитовая), сосюритизированный и серицитизированный плаггиоклаз, хлорит, эпидот, серицит, цоизит, кварц, сфен и др.

С породами офиолитового комплекса связаны небольшие россыпные месторождения платины и платиноидов (главным образом осмистого иридия). К этому комплексу приурочены также очень небольшие коренные рудопоявления хромита, асбеста и титаномагнетита. Однако следует сказать, что это оруденение для пород комплекса не является характерным (в отличие от каларского комплекса Кодаро-Удоканской зоны).

Возрастные соотношения габброидов и гипербазитов неясны из-за постоянно встречающихся тектонических контактов последних. Однако если учесть их близкую структурно-тектоническую позицию, тесную пространственную ассоциацию в одних и тех же поясах, а также наличие среди обеих групп совершенно одинаковых пород (оливиновые габбро-нориты), то вряд ли следует сомневаться в их родстве. Относительный возраст пород офиолитовой интрузии определяется на основании того, что они прорывают породы эффузивно-осадочной толщи и сами подверглись активному воздействию гранитоидов, относящихся вместе с ними к муйскому комплексу. Интересно отметить пространственную приуроченность офиолитовых интрузий к эффузивной толще муйской серии.

Интрузии гнейсовидных гранитов и плаггиогранитов

Интрузии этих гранитов широко распространены вблизи р. Витима и по его притокам рекам Талои, Челолеку, Бахтарнаку, М. Падоре (М. Падре).

Массивы гранитов залегают в общем согласно с вмещающими породами, но в деталях их контакты бывают довольно сложными и часто — секущими. Нередко граниты образуют пластовые тела в эффузивно-осадочной толще и вместе с ней подвергаются складчатым дислокациям. Контактное воздействие гранитов на вмещающие породы очень интенсивное. Оно выражается в перекристаллизации пород и в значительных минералогических преобразованиях, характеризующихся появлением биотита, граната, кордиерита, актинолита, амфибола и др.

Для гранитов данной интрузии особенно типичны явления катаклаза, развитые повсеместно. Можно даже сказать, что все граниты этой интрузии являются blastsмилонитами.

Катаклиз выражается в появлении ориентированных текстур, вследствие чего эти граниты прежними исследователями именовались гранито-гнейсами или очковыми гнейсами.

При микроскопическом изучении структурных особенностей катаклизированных гранитов было установлено, что во многих случаях катаклиз имел место еще в процессе внедрения интрузии и, следовательно, должен быть охарактеризован как протоклаз. Явления протоклаза, сильный катаклиз, согласные контакты, пластовая форма небольших тел и участие в складчатости позволяют сделать вывод о синтетоническом характере данных интрузий.

Макроскопически это светлые, серые или слегка розоватые, иногда желтоватые мелкозернистые или среднезернистые породы с линейной текстурой, выраженной более или менее отчетливо. Характерны также мелкоочковые разновидности, напоминающие порфириды. Наиболее типичными структурами в этих породах являются: blastsгранитовая—катакластическая, цементная, грубая blastsмилонитовая, иногда с участками тонкомилонитовой. Часто встречаются также blastsпорфировая и очковая структуры.

Минералогический состав пород следующий: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, мусковит (серицит), хлорит, эпидот, карбонат и гётит. Акцессорными являются: сфен, циркон, ортит, апатит, монацит, гранат и роговая обманка.

В зависимости от преобладания в составе пород тех или иных минералов (и отчасти в зависимости от их структурных особенностей) среди них можно выделить биотитовые, мусковитовые и двуслюдистые граниты, плагиограниты (трондьемиты), гранит-порфиры (большей частью плагиогранит-порфиры), контаминированные гранитоиды. Для каждого из перечисленных типов гранитов выделяются многочисленные разновидности в зависимости от текстур, обусловленных катаклизом.

Для всех пород данной интрузии, за исключением контаминированных гранитоидов, характерны мезократовые разности, сильно уклоняющиеся в сторону лейкократовых типов. Второй чрезвычайно типичной чертой этих гранитов является заметное преобладание кислого плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, вплоть до переходов в чисто плагиоклазовые лейкократовые граниты (трондьемиты). Пегматиты в этом комплексе отсутствуют или очень редки, встречающиеся чаще кварцевые жилы не несут никаких признаков оруденения.

Нижняя возрастная граница гранитоидов определяется на основании интрузивных контактов с эффузивно-осадочной толщей, с породами группы габбро и с субвулканическими (малыми) интрузиями, верхняя граница — на основании того, что эти граниты прорываются более молодыми микроклиновыми гранитами и кварцевыми нордмаркитами Витимской интрузии верхнего протерозоя. В бассейне рек Уакиты и Горбылки (Южно-Муйский хребет) и по р. Қияне (Северо-Муйский хребет) аналогичные граниты находятся в составе обломочного материала конгломератов верхнего протерозоя.

Необходимо сделать попытку сопоставления интрузивных комплексов нижнего протерозоя различных структурно-фациальных зон.

Каларскому габбро-анортозитовому комплексу Қодаро-Удоканской зоны соответствуют офиолитовые интрузии Витимо-Муйской зоны. Осо-

бенностью каларского комплекса является образование фельдшпатов (анортозитов), а для офиолитового комплекса наиболее характерны ультраосновные интрузии, в которых как бы сепарированы другие крайние продукты магматической дифференциации, наиболее богатые магнием и железом. Гранитоидам куандинского комплекса соответствуют гранитоиды муйского комплекса. Породы обоих комплексов возникли в ранние этапы тектогенеза и принимали участие в складчатости (синорогенные интрузии). Широкое развитие в Кодаро-Удоканской зоне процессов гранитизации, возможно, стоит в связи с существенно песчано-сланцевым характером удоканской серии. Интересно отметить, что в области сопряжения двух структурно-фациальных зон основные эффузивы муйской серии подвергаются незначительной гранитизации. Наиболее типичны в них проявления послонной инъекции и образование очковых мигматитов. Позднеорогенные граниты кодарского комплекса не имеют аналогов среди интрузивных образований Витимо-Муйской зоны.

Магматизм верхнего протерозоя

На территории Олекмо-Витимской горной страны (в пределах Читинской области) верхнепротерозойские магматические образования имеют очень небольшое распространение. К ним относятся витимский комплекс гранитоидов и более молодой комплекс диабазов (дайки).

Витимский комплекс гранитоидов

Породами этого комплекса сложен крупный плутон площадью 300 км², пересекаемый р. Витимом в районе впадения в нее рек Янгуды и Талои, причем большая часть его размещается на левобережье р. Витима, т. е. на территории Бурятской АССР.

Формирование плутона происходило в течение двух фаз: в первую внедрились гранодиориты, кварцевые монциты, сиениты, кварцевые нордмаркиты и реже диориты, слагающие большую часть массива; во вторую — гранофиновые гранит-порфиры, образующие малые тела типа штоков, размещающихся преимущественно среди пород первой фазы, а также среди порфиров падринской серии верхнего протерозоя. Для гранитоидов первой фазы характерно постоянное присутствие микропертита (от небольшой примеси в диоритах до 65% в кварцевых нордмаркитах). Гранитоиды часто переполнены ксенолитами вмещающих пород (главным образом эффузивов).

Многие черты состава и структуры пород первой фазы можно объяснить явлениями ассимиляции более древних основных эффузивов и интрузивов. Однако состав пород комплекса обусловлен особенностями магмы, в результате дифференциации которой они образовались.

Гранитоиды второй фазы витимского комплекса сложены малиново-красными или розовыми аляскиитоидными гранит-порфирами. Для этих пород чрезвычайно типична порфировая структура с тонкой гранофировой основной массой. Порфировые вкрапленники образованы крупными идиоморфными табличками калиевого полевого шпата, частично замещенного шахматным альбитом. В породах очень часто встречаются миаролитовые пустоты, выполненные мелкими друзами кварца и карбонатом.

Гранитоиды Витимской интрузии прорывают эффузивно-осадочную толщу муйской серии, породы офиолитовой группы и гнейсовидные граниты муйского комплекса (в бассейне р. Киляны), а также порфиры и туфогенные образования падринской серии верхнего протерозоя. Последние на контакте превращены в роговиковые породы с новообразованиями биотита и граната.

Витимская интрузия характеризуется крутыми секущими контактами и резко дискордантна по отношению к элементам складчатой структуры вмещающих эффузивно-осадочных образований.

Породы рассматриваемого комплекса находятся в гальке базальных конгломератов нижнего кембрия. В бассейне р. Янгуды (ключ Падрокан) наблюдалось и непосредственное налегание нижнекембрийских конгломератов на монзониты и гранодиориты данной интрузии. Возраст витимского комплекса гранитоидов определяется как верхнепротерозойский*.

Дайковый комплекс диабазов

На западе Олекмо-Витимской горной страны небольшое распространение имеют дайки диабазов, пересекающие все упомянутые комплексы пород. Особенно часто они ассоциируют с гранитоидами Витимской интрузии.

Дайки имеют небольшое протяжение и малую мощность (от нескольких сантиметров до 1—2 м) и отличаются крутым падением.

Диабазы этого комплекса характеризуются мелкозернистым сложением и диабазовой структурой, иногда встречается порфировая структура с микродиабазовой основной массой. В диабазах отмечаются некоторые преобразования автометаморфического характера, выраженные в альбитизации, эпидотизации, карбонатизации и отчасти хлоритизации.

Верхний возрастной предел этих пород неясен. Во всяком случае, диабазы, прорывающие кембрийские отложения, резко отличаются от них более свежим обликом, формой залегания и повышенной щелочностью. Учитывая довольно тесную пространственную ассоциацию диабазов с гранитоидами витимского комплекса, мы склонны считать их диасхистовыми образованиями типа лампрофиров.

Магматизм нижнего палеозоя

Нижнепалеозойский магматизм проявился исключительно в западной части Олекмо-Витимской горной страны — в области распространения геосинклинальных осадков кембрия.

К нижнепалеозойскому магматизму относятся: 1) малые интрузии оливиновых габбро; 2) малые интрузии альбитизированных гранит-порфиров; 3) интрузии амфиболово-пироксеновых субщелочных гранитов и биотитовых гранитов; 4) малые интрузии эссекситов и диабазов.

Почти все эти интрузии располагаются на левобережье р. Витима, т. е. за пределами Читинской области (Салоп, 1954). В описываемом

* При трехчленном делении протерозоя отложения падринской серии должны относиться к среднему протерозою (см. «Протерозой Олекмо-Витимской горной страны»). Если принять такое деление, то витимский комплекс гранитоидов также следует относить к среднему протерозою.

районе известны только малые интрузии альбитизированных гранит-порфиров, рвущие кембрийские отложения в ряде участков Талоинской зоны. Чаще всего они развиты в форме даек, отличающихся вертикальным залеганием и прямолинейными секущими контактами, реже встречаются пластовые тела. Мощность их порядка 0,5—3 м, длина — от нескольких десятков до сотен метров.

Контактовое воздействие дайковых пород на вмещающие отложения кембрия незначительно: лишь изредка, в непосредственной близости от контакта, наблюдаются слабо выраженные зоны пиритизированных и серицитизированных пород, а у доломитов, кроме того, отмечается перекристаллизация.

По внешнему виду породы данной группы характеризуются мелкозернистым фельзитовым или порфировым сложением и светло-серым цветом. Часто они сильно изменены постмагматическими процессами, выраженными в альбитизации, серицитизации, карбонатизации и пиритизации. Среди них наиболее распространены альбитовые (или альбитизированные) гранит-порфиры и порфиры (альбититы). Структура пород чаще всего порфировая с микроаллотриоморфнозернистой, реже фельзитовой или псевдосферолитовой основной массой. Породы сложены следующими минералами: альбитом (20—60%), калишпатом (0—50%), кварцем (25—35%, до 50% в микроаплите), серицитом и мусковитом, карбонатом (кальцитом и сидеритом) и пиритом. В некоторых породах, прорывающих доломиты, встречена роговая обманка.

По структурным признакам и в зависимости от содержания главных минералов среди пород этой группы можно выделить следующие разновидности: гранит-порфиры (калиевый полевой шпат и альбит в равных количествах или первый преобладает), альбитовые гранит-порфиры (альбит заметно преобладает), микрограниты или фельзиты, микроаплиты (много кварца и калиевого полевого шпата), альбитовые порфиры и др. Кроме того, в зависимости от степени и характера вторичных преобразований пород можно выделить серицитизированные, карбонатизированные и пиритизированные разновидности. Альбитизация в породах обычно проявлена повсеместно.

Нижняя возрастная граница рассматриваемых малых интрузий определяется на основании интрузивных контактов с осадочными отложениями кембрия. Послекембрийские биотитовые граниты оказывают на гранит-порфиры активное воздействие, выражающееся в появлении в последних мелкочешуйчатого зеленого биотита (наблюдения в бассейне реки Пр. Мамакан). Учитывая эти соотношения, а также и то, что дайки нередко затронуты тектоническими движениями, а иногда даже участвуют в складчатости, можно с достаточным основанием отнести их к нижнепалеозойскому этапу. По своим петрографическим особенностям они очень напоминают предбатолитовый дайковый комплекс альбитпорфиров, характерный для многих складчатых областей.

Магматизм мезо-кайнозоя

К мезо-кайнозойскому этапу отнесены следующие магматические образования:

1. Послеюрские малые интрузии сиенит-порфиров, диорит-порфиров, гранит-порфиров и щелочных сиенитов (алданский комплекс).
2. Четвертичные базальты.

Послеюрские малые интрузии алданского комплекса

Породы данного комплекса имеют очень небольшое распространение. Они слагают малые тела в бассейне реки М. Торы, в верховьях р. Имангро (приток р. Олекмы), в районе оз. Ничатка, в хребте Удокан и еще в нескольких пунктах в восточной половине Олекмо-Витимской горной страны.

Наибольшее распространение среди пород комплекса имеют сиенит-порфиры и диорит-порфиры. Сиенит-порфиры характеризуются порфировой структурой, причем фенокристы представлены калиевым полевым шпатом, а основная масса сложена калиевым полевым шпатом, плагиоклазом (альбит-олигоклазом) и мелкими иголочками зеленой роговой обманки, в небольшом количестве присутствуют кальцит, сфен и магнетит. Диорит-порфиры состоят в основном из зонарного плагиоклаза (андезин или олигоклаз-андезин) и зеленой роговой обманки. Из аксессуарных минералов часто встречаются сфен, апатит и магнетит.

Для этих пород очень характерна трахитоидная текстура, выраженная субпараллельным расположением лейст и порфировых выделений полевого шпата, а также столбиков роговой обманки. В некоторых случаях в зоне закалки встречаются породы с микрофельзитовой структурой основной массы эффузивного облика. Для всех них характерна большая свежесть и полное отсутствие катаклаза.

Сиенит-порфиры и диорит-порфиры в ряде мест прорывают отложения нижнего кембрия субплатформенного типа и располагаются вдоль зон тектонических нарушений послеюрского возраста (диорит-порфиры р. Имангро). Последнее обстоятельство позволяет сравнить их с послеюрскими гиабиссальными интрузиями Алдана, с которыми они обнаруживают большое сходство.

К этому же комплексу, по-видимому, относится субвулканическая интрузия гранит-порфиров, описанная А. М. Бильтаевым в хребте Удокан, на водоразделе рек Эймнаха и Калара. Это интрузивное тело сложено раскристаллизованными в различной степени гранит-порфирами, аляскитоидными гранитами, гранофирами, фельзитами и кварцевыми порфирами, ассоциирующими с туфами и туфолавами порфиров. Туфолавы, лавобрекчии и различные пирокласты кварцевых порфиров приурочены здесь исключительно к интрузиву или находятся непосредственно в нем в виде ксенолитов. В составе эффузивов встречаются разновидности, тождественные породам интрузивного тела. Кроме того, в пирокластах заключены обломки гранитов и гранит-порфиров, не отличимых от прорывающих их пород.

В первую фазу вулканизма, вероятно, имело место извержение туфолав и пирокластов, а в последующую — внедрение магмы в мощную толщу вулканических накоплений.

Эймнахский субвулкан, вероятно, приурочен к глубокому расколу фундамента, однако его структурная позиция не совсем ясна, так как большая часть его перекрыта молодыми базальтами.

К алданскому комплексу, по-видимому, относится крупная трещинная интрузия щелочных сиенитов в бассейне рек Хани и Сакку (притоки р. Олекмы). Она приурочена к крупному разлому меридионального простираения и имеет протяженность свыше 25 км при максимальной ширине 2,5—3 км. Интрузив слагают эгириновые, эгирин-меланитовые и нефелиновые сиениты, связанные между собой постепенными переходами. Для этих пород очень характерна трахитоидная текстура, причем

ориентировка минералов часто бывает параллельна контактам интрузии. В породах главная роль принадлежит калиевому или калинатровому полевоому шпату, альбиту, эгирину или эгирин-авгиту, меланиту, нефелину и темно-зеленому биотиту; из вторичных минералов присутствуют мусковит, канкринит и цеолиты, из аксессуариев — апатит, сфен, рутил и рудный. Главные минералы находятся в переменных отношениях.

Четвертичные базальты

Базальты образуют мощные покровы на плоской поверхности гольцов хребта Удокан (бассейны рек Эймнаха, Иномакита, Вакота, Чукчуда, Лурбуна и др.).

Петрографический состав базальтов изучен еще недостаточно. Наряду с безоливиновыми базальтами здесь встречаются базальты с очень большим количеством оливина, андезито-базальты, андезиты и их туфы, а также щелочные анортоклазовые трахибазальты и трахиандезиты.

Часто в крупных вертикальных обнажениях отмечается послойное чередование различного типа пород, отличающихся к тому же еще и своими структурными особенностями (плотные, пузырчатые, шлакоподобные и др.). Иногда в базальтах наблюдаются горизонты внутриформационных рыхлых отложений, обычно представленных валунами гранитов и базальтов, сцементированных песчано-глинистым материалом.

Излияния базальтов происходили в течение длительного периода. Базальты, покрывающие столовые водоразделы (плато-базальты), излились, несомненно, до эпохи долинного оледенения, так как в них врезаны троговые долины, а сами базальты находятся в составе валунного материала морен. Мощность покровов плато-базальтов часто достигает 300—400 м. В то же время отмечаются базальты, занимающие днища троговых долин и залегающие на четвертичных (моренных) отложениях (р. Акку, приток р. Эймнаха).

Ю. П. Деньгин и некоторые другие исследователи отмечают, что местами покровы базальтов сохраняют первичную волнистость лавового потока, а кое-где наблюдаются даже кратероподобные углубления с шлаковыми образованиями (бассейн р. Иномакита).

По-видимому излияния базальтов в основном происходили вдоль глубоких расколов. Извержения центрального типа имели второстепенное значение и приурочены были также к зонам разломов.

МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Южная часть Олекмо-Витимской горной страны, включающая в себя территорию, расположенную в междуречье Витима и Олекмы, Олекмы и Шилки, сложена преимущественно магматическими образованиями, в которых преобладают различные гранитоиды. Эта часть территории Читинской области изучена еще слабо. Проведенные до настоящего времени исследования позволяют дать только самую общую характеристику распространенных здесь магматических образований.

Среди них могут быть выделены докембрийские, нижнепалеозойские, среднепалеозойские, верхнепалеозойские — нижнемезозойские, мезозойские и кайнозойские магматические комплексы, однако степень достоверности их выделения не всегда может быть достаточно прочно обоснована фактическим материалом.

Магматизм докембрия

Древнейшие магматические образования имеют значительное развитие в пределах рассматриваемой территории, особенно в ее северной и восточной частях, где известны крупные площади, сложенные метаморфическими породами докембрия.

Наиболее древние из них наблюдаются в виде послонных прожилков и пластовых тел в кристаллических сланцах и гнейсах докембрия. Более крупные массивы гранито-гнейсов этого возраста наблюдаются в нижнем течении р. Каренги и в ряде мест правобережья рек Витима и Калакана. Эти породы инъецируют древнейшие слоистокристаллические отложения, относящиеся к докембрию, и сами прорываются более молодыми магматическими образованиями. Возраст их, вероятно, нижнепротерозойский, так как они прорывают гнейсы и кристаллические сланцы архея и, в свою очередь, прорываются нижнепалеозойскими гранитоидами.

В составе средних, основных и ультраосновных пород докембрия, выделенных в последние годы С. П. Смеловским в междуречье Калара и Калакана, отмечены диориты, габбро-диориты, габбро и очень редко горнблендиты и пироксениты. Эти породы образуют широкий пояс (до 30 км) субмеридионального простирания. Внутренние части массивов сложены породами более основного (габбрового) состава, а краевые — более средними (диоритовыми) породами, имеющими отчетливо выраженное гнейсовидное строение. Синийский возраст этих пород (предложенный С. П. Смеловским) сомнителен, так как они могут быть сопоставлены с породами Чинейского массива, находящимися в таких же геологических условиях. Нижнепротерозойский же возраст каларского габбро-анортозитового комплекса, к которому принадлежит и Чинейский массив, по данным Л. И. Салопа, не вызывает сомнений.

Наиболее распространены среди докембрийских образований южной части Олекмо-Витимской горной страны разнообразные породы гранитоидного состава, массивы которых наблюдаются на правобережье р. Калара, на водоразделе р. Калара и левых притоков р. Олекмы, в верховьях р. Калакана (Витимского), а также в пределах широкой полосы, включающей часть водораздельного пространства рек Витима, Каренги, Нерчи, Читинки и Олекмы. Обширные области развития докембрийских гранитоидов известны также в восточной части описываемой территории, в районе среднего и нижнего течений р. Тунгира, на правобережье р. Олекмы и в районе р. Амазара. Среди них преобладают биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты и гранодиориты, в большей или меньшей степени обладающие гнейсовидным строением. В западной части описываемой территории эти породы изучались Ю. К. Дзевановским, А. А. Арсеньевым, П. М. Смольским и в самое последнее время — С. П. Смеловским, который описывает их как серые мелкозернистые гнейсовидные граниты, образующие послонные прожилки, жилы и тела в кристаллических сланцах докембрия.

Крупные площади сложены докембрийскими гранитоидами в бассейнах рек Олекмы и Тунгира, где, по данным П. М. Смольского, они представлены серыми и розовато-серыми средне- и мелкозернистыми гранитами, образующими крупные массивы и пластовые тела в толще кристаллических сланцев и гнейсов. Впервые эти граниты были выделены в области Станового хребта Д. С. Коржинским (1935), назвавшим

их древнестановыми гранитами. Позднее (в конце сороковых — начале пятидесятих годов) докембрийские магматические породы восточной части Читинской области изучались коллективом геологов, работавших под руководством М. Н. Петрусевича. По данным М. Н. Петрусевича, Л. И. Казик, Т. С. Долгих и других геологов, в бассейнах рек Тунгира, Олекмы и Нюкжи среди докембрийских гранитоидов преобладают неясно гнейсовидные мелко- и среднезернистые граниты серого цвета, иногда несколько порфириовидные. Биотитово-роговообманковые разности отмечаются крайне редко. Для древних гранитов этого района характерно незначительное содержание цветных минералов. Лишь в зонах контактов с гнейсами и кристаллическими сланцами граниты обогащаются биотитом и роговой обманкой и переходят из лейкократовых в меланократовые разности, приближающиеся по внешнему виду к гранито-гнейсам или гнейсам. В краевых частях массивов обычно уменьшается содержание кварца, и граниты переходят тогда в гранодиориты или граносиениты.

Жильная серия описанных гранитоидов представлена гранит-порфирами, фельзитами, диабазовыми порфиритами. Кроме того, наблюдаются пегматиты, аплиты и кварцевые жилы. Некоторые из них несут молибденовую или золотую минерализацию. В северной части Олекмо-Витимской горной страны (в хребтах Кодар и Удокан) со сходными гранитоидами, абсолютный возраст которых по определениям аргоновым методом (С. В. Обручев, 1958), равен 980—1000 млн. лет (нижний протерозой), также связана золотая и молибденовая минерализация. Некоторым подтверждением нижнепротерозойского возраста комплекса докембрийских гранитов являются также определения абсолютного возраста древнестановых гранитов, которые указывает Ю. К. Дзевановский для западной окраины Станового хребта (730 млн. лет). Возможно, что цифра возраста несколько уменьшена, так как на результатах анализа могли отразиться последствия более поздних геологических процессов.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют выделить в южной части Олекмо-Витимской горной страны по крайней мере три крупные группы разновозрастных докембрийских гранитоидных образований, наиболее вероятный возраст которых — нижнепротерозойский.

Магматизм нижнего палеозоя

Нижнепалеозойские магматические образования в пределах рассматриваемой территории выделяются подавляющим большинством исследователей (П. М. Смольский, В. П. Зайцев, И. И. Вишневская, В. А. Гулин, А. М. Лейтес и др.). Большие площади, сложенные интрузивными массивами, по возрасту отнесенными к нижнему палеозою, известны на правобережье р. Витима, на водоразделах рек Витима и Каренги, Каренги и Нерчи, Нерчи и Олекмы, Олекмы и Шилки, в бассейне р. Нерчи, в верховьях р. Олекмы и в бассейне р. Калакана. В районе междуречья Калара, Калакана и Олекмы нижнепалеозойские интрузивные образования представлены биотитовыми, биотитово-роговообманковыми и мусковитовыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, кварцевыми сиенитами, сиенито-диоритами, габбро-диоритами и габбро. Наиболее широкое распространение среди них имеют разновидности кислого состава, а среди последних — биотитовые граниты. Для всех этих пород характерны гнейсовидные

текстуры, особенно хорошо выраженные в мелкозернистых разностях и менее отчетливые в средне- и крупнозернистых породах. Жильная серия этого комплекса пород представлена мелкозернистыми биотитовыми гранитами, пегматитовыми, аплитовыми и кварцевыми жилами.

Восточнее описанного района к нижнему палеозою условно отнесены крупные массивы гранитоидов, расположенные в бассейне р. Олекмы при впадении в нее рек Моклы и Копри (слева) и Тунгира и Гобзакита (справа). По данным М. Н. Петрусевича и Л. И. Казик (1957), эти массивы сложены гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами, диоритами, сиенито-диоритами и другими породами, причем биотитово-роговообманковые граниты преобладают. Характерной особенностью данных гранитоидов является широкое проявление катаклаза, некоторая милонитизация и гнейсовидность. Очень часты крупные порфирировидные выделения калиевых полевых шпатов (до 3—5 см).

Небольшие массивы нижнепалеозойских гранитоидов, по данным Н. И. Фомина, С. Н. Коровина, Б. А. Иванова, Ю. А. Куликова, П. М. Пекаркина, Ю. Ф. Мисника, М. Ю. Фишкина, Е. М. Лейфмана и других исследователей, наблюдаются на водоразделах рек Каренги и Нерчи, Олекмы и Шилки, где они сложены гнейсовидными гранитоидами различного петрографического состава. Наиболее широко развиты гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты состава нормальных гранитов, реже наблюдаются гранодиорито-гнейсы и гнейсовидные породы состава кварцевых диоритов, диоритов, габбро и (крайне редко) пироксенитов. Все эти разности связаны между собой постепенными переходами. Так же как и в других районах, здесь нижнепалеозойские гранитоиды характеризуются гнейсовидными текстурами, повсеместным и местами интенсивным динамометаморфизмом и инъекционными контактами с вмещающими породами. Нижнепалеозойский возраст этого комплекса пород определяется довольно достоверно на основании того, что в отдельных местах в бассейне р. Шилки Е. М. Лейфманом установлен активный контакт гранито-гнейсов с кембро-ордовикскими отложениями, причем сами гнейсовидные гранитоиды и гранито-гнейсы прорваны более молодыми интрузивными образованиями, возраст которых определен как среднепалеозойский.

Нельзя утверждать, что столь же достоверно определен возраст других массивов, названных здесь нижнепалеозойскими (бассейны рек Олекмы, Калара, Калакана), где фактические данные об их возрасте сводятся к тому, что они прорывают докембрийские, и, вероятно, нижнепротерозойские образования, а сами прорываются более молодыми, по-видимому, среднепалеозойскими интрузиями. Эти данные позволяют оценить возраст описываемых пород в более широких пределах, т. е. от верхов нижнего протерозоя до среднего палеозоя. На основании этого вполне понятно отнесение части перечисленных выше интрузивных образований к позднему докембрию (синию), как это сделано, например, С. П. Смеловским или В. А. Гулиным и Г. В. Димитровым. В то же время общие геологические соображения и в особенности широкое развитие нижнепалеозойских интрузивных образований в области байкальских каледонид, расположенной западнее рассматриваемой территории, в пределах Бурятской республики, позволяют считать достаточно вероятным нижнепалеозойский возраст большинства отмеченных пород.

Магматизм среднего палеозоя

Магматические комплексы среднего палеозоя широко распространены в пределах описываемой территории. Особенно развиты они в междуречье Олекмы и Шилки, представляющем собой (Арсеньев, Буфф, Лейтес, 1958) область варисской складчатости. Среднепалеозойский возраст пород этой группы является наиболее вероятным, так как они прорывают древние докембрийские и нижнепалеозойские интрузивные образования, перекрыты мезозойскими континентальными накоплениями и часто сами бывают прорваны более молодыми магматическими образованиями, возраст которых оценивается как верхний палеозой — нижний мезозой (возможно, пермь).

В районе водораздела рек Витима и Нерчи широкое развитие имеют породы «гранодиоритовой интрузии», выделенной Н. И. Фоминым, С. Н. Коровиным, Ю. А. Куликовым и Л. П. Соловьевой, И. С. Валицкой и другими исследователями. Среди них преобладают порфириовидные биотитовые и роговообманковые граниты. Менее распространены лейкократовые граниты и граносиениты, а разности более основного состава играют подчиненную роль и известны в верховьях р. Кручины, по левым притокам р. Ульдурги и в виде мелких разобщенных тел в ряде других мест описываемого района. Они представлены различными габбро, диоритами и кварцевыми диоритами. Их, очевидно, следует рассматривать как породы наиболее ранних этапов среднепалеозойского магматического цикла, так как в контакте с породами более поздних этапов они несколько огнейсованы.

Значительно ббльшие площади сложены массивными биотитовыми и биотитово-роговообманковыми гранитами, характерной особенностью которых является пестрота минералогического состава и структур. Наряду с мезотипными гранитами, содержащими не более 6—8% цветных минералов, в массивах среднепалеозойских гранитоидов наблюдаются разности гранодиоритового состава с цветным числом порядка 10—15. На контактах с более древними разностями пород часто наблюдаются мусковитовые и двуслюдяные граниты. Большинство отмеченных гранитоидов обладает крупнозернистой порфириовидной структурой; равномерно- и среднезернистые разности встречаются значительно реже. Все разновидности пород связаны между собой постепенными переходами.

К заключительному этапу среднепалеозойского магматизма приурочено формирование лейкократовых (часто существенно микроклиновых) гранитов, постепенно переходящих в граносиениты и сиениты. По данным С. П. Смеловского, эти лейкократовые (а иногда и аляскитовые) граниты прорывают все разновидности среднепалеозойских интрузивных образований. Жильная серия «гранодиоритовой интрузии» представлена аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами.

Возрастное положение описанного комплекса пород определяется тем, что они прорывают докембрийские кристаллические сланцы и нижнепалеозойские интрузивные образования, а сами перекрыты (в низовьях р. Ингоды) отложениями, в которых А. И. Самусиным найдены остатки триасовой фауны. Кроме того, определение абсолютного возраста наиболее молодых в этом комплексе лейкократовых гранитов, по материалам С. П. Смеловского, указывает на возраст, равный 190 млн. лет (междуречье Каренги и Нерчи).

Особенно широко развиты среднепалеозойские интрузивные образования в междуречье Нерчи, Шилки и в верховьях р. Олекмы, где они изучались П. М. Пекариным, Ю. А. Куликовым, В. К. Полетаевым, В. П. Доненко, Е. П. Бессолицыным, В. П. Зайцевым, В. А. Гулиным, И. И. Вишневской, А. М. Лейтесом, Л. И. Колтуном, В. И. Шульдинером, Ю. Ф. Мисником и др. По вещественному составу, структурным и текстурным особенностям распространенные здесь гранитоиды очень сходны с породами «гранодиоритовой интрузии» Витимо-Нерчинского междуречья. Среди них преобладают изверженные породы гранитного состава: мелко-, средне- и крупнозернистые биотитовые, роговообманково-биотитовые и лейкократовые граниты, названные В. П. Доненко олекминскими. Резко подчиненное значение имеют более основные разновидности типа гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов и габбро. По материалам В. П. Шульдинера и Н. А. Артамоновой, детально изучавших в последние годы этот комплекс, установлено, что интрузии и кислых, и основных пород были многофазными. Для олекминских гранитов характерна интенсивная мусковитизация, отмеченная еще в начале пятидесятых годов И. И. Вишневской и А. М. Лейтесом и в последнее время — Ю. В. Казичиным. Явление мусковитизации гранитов наблюдается на значительных площадях. Мусковит образуется по биотиту и плагиоклазам. Весьма часты также проявления катаклаза, выражающиеся в раздроблении, а иногда и перекристаллизации зерен кварца, смятии и раздроблении табличек плагиоклаза.

Возраст пород этого комплекса устанавливается на основании того, что сложенные ими интрузивные массивы прорывают докембрийские гнейсы и магматические образования нижнего палеозоя, а сами перекрываются мезозойскими континентальными отложениями. Кроме того, галька их содержится в конгломератах чачинской свиты, на что уже давно указывал Ю. А. Куликов. Возраст же чачинской свиты, судя по данным палинологических анализов, проведенных по материалам Ю. Ф. Мисника, не моложе пермо-триаса (может быть, верхнепермский). Отнесение отмеченных интрузивных образований к мезозою, производившееся ранее многими исследователями (В. П. Доненко, Е. П. Бессолицын, Н. М. Миненко), не может быть признано удачным, так как аргументация названных авторов в свете приведенных данных не выдерживает серьезной критики. Ксенолиты ороговикованных конгломератов, обнаруженные В. П. Доненко среди порфиroidных биотитовых гранитов в районе Аманан-Макита, по нашему мнению, вовсе не свидетельствуют о мезозойском (тем более послеверхнеюрском, как предполагает В. П. Доненко) возрасте гранитоидов, поскольку сами эти конгломераты формировались, по-видимому, в до-мезозойское время.

Менее обоснован среднепалеозойский возраст ряда интрузивных массивов, расположенных на Олекмо-Каларском водоразделе. По данным С. П. Смеловского, считающего их, кстати, мезозойскими, среди них выделяются: порфиroidные биотитово-роговообманковые гранодиориты и тоналиты, биотитово-роговообманковые граниты, лейкократовые граниты с темно-серым или дымчатым кварцем, сиреневые субщелочные граниты, граносиениты, сиениты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, розовые мелко- и среднезернистые алясковитые граниты. Основанием для отнесения этого интрузивного комплекса к мезозою послужило единичное определение абсолютного возраста гранодиоритов, являющихся представителями наиболее ран-

него этапа формирования описываемой группы интрузивных пород (140 млн. лет). Вероятно, на результаты анализов, произведенных аргоновым методом, повлияли какие-то наложенные более молодые процессы. Возможно, что при массовых определениях полученные цифры могут быть изменены. Несмотря на то, что этот комплекс пород (изученный в самые последние годы С. П. Смеловским) обнаруживает по своему вещественному составу и последовательности образования отдельных петрографических разностей пород большое сходство с комплексами, среднепалеозойский возраст которых устанавливается достаточно определенно, положение его в общей структуре района позволяет предполагать и более древний возраст входящих в этот комплекс пород. Возможно, что среди гранитоидов Олекмо-Каларского междуречья, в настоящее время еще очень слабо изученных, имеются и мезозойские образования. В этом районе можно ожидать проявлений щелочного и даже, вероятно, гранитоидного посторогенного магматизма алданского типа, но данных для его выделения в настоящее время пока недостаточно.

Не менее сложен вопрос определения возраста крупных массивов гранитоидов, выделенных в междуречье Шилки и Олекмы (Петрусевич, Казик, 1957), а также в низовьях р. Тунгира и в среднем течении р. Амазара (Б. В. Каштанов, Б. Н. Ерофеев, А. А. Леонтович, Ю. А. Куликов и др.). Эти гранитоиды представлены биотитовыми и биотитово-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. Наибольшее развитие имеют биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты; гранодиориты отмечаются реже, а прочие разности имеют подчиненное значение. Все отмеченные породы связаны друг с другом постепенными переходами. Жильная серия представлена перматитами, аплитами и значительно реже встречающимися лампрофирами, роговообманковыми порфиридами, микродиоритами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами.

Среднепалеозойский возраст этого комплекса пород определяется в пришилкинской части территории на основании того, что они, по данным Б. Н. Ерофеева, метаморфизуют фаунистически охарактеризованные отложения нижнего—среднего девона, известные по р. Кавыкте (Амазарская) и в верховьях р. Холодникан, и сами прорываются мезозойскими гранитоидами. Так же оценивают возраст крупных гранитоидных массивов пришилкинской части района и другие исследователи этого региона (А. А. Леонтович, Ю. А. Куликов и др.). В то же время возраст гранитоидных массивов такого же состава, находящихся севернее, в низовьях р. Тунгира и по его правобережью (в верховьях рек Черомная, Гули, Джаниджак), М. Н. Петрусевич и Л. И. Казик (1957) определяют как мезозойский (послесреднеюрский) на основании того, что гранитоиды отличаются от более древних (среднепалеозойских) свежестью породообразующих минералов. По данным работников аэрогеологической экспедиции (Л. Л. Прозоркевич), минералогический состав «мезозойских» гранитоидов близок составу развитых здесь же среднепалеозойских интрузивных образований. Л. Л. Прозоркевич указывает, что «мезозойские» гранитоиды отличаются от палеозойских только наличием зональных плагиоклазов, которые встречаются в «мезозойских» породах. Сравнения, которые приводят М. Н. Петрусевич и Л. И. Казик для обоснования мезозойского возраста гранитоидов района низовьев р. Тунгира, представляются малоубедительными. Учитывая имеющиеся фактические данные, которые

сводятся к тому, что гранитоиды рассматриваемого комплекса, бесспорно, моложе нижнепалеозойских и обнаруживают сходство с группами пород, расположенных в непосредственной близости, возраст которых определен как среднепалеозойский, мы считаем, что и эти породы следует рассматривать как среднепалеозойские.

Магматизм верхнего палеозоя — нижнего мезозоя

В составе магматических пород, по возрасту относимых к верхнепалеозойским — нижнемезозойским, имеются как интрузивы, так и эффузивы различного состава.

Эффузивные и пирокластические образования, выделенные в бассейнах рек Читинки, Никишихи и Каренги, изучались И. С. Валицкой, Н. И. Фоминым, а в последние годы — С. П. Смеловским, В. П. Кузнецовым и другими геологами. Большинство исследователей южной части Олекмо-Витимской горной страны придерживается мнения о верхнеюрском возрасте распространенных здесь осадочно-вулканогенных образований. Это предположение основано только на том, что в хорошо изученной юго-восточной части Восточного Забайкалья имеются толщи осадочно-вулканогенных пород сходного состава, верхнеюрский возраст которых доказан совершенно определенно. Однако уже И. В. Лучицкий (1950), к которому впоследствии присоединились А. А. Арсеньев и А. М. Лейтес (Арсеньев, Буфф, Лейтес, 1958), предположил, что возраст эффузивных образований западной части Читинской области и южной части Олекмо-Витимской горной страны может оказаться не верхнеюрским, а более древним, и они могут содержать в своем составе возрастные аналоги морской и алгачинской юры, триасовые и, может быть, даже верхнепалеозойские образования. В такой возрастной трактовке толщи этих пород (Mz_1 ; $Mz_1 - Pz_3$) были изображены на геологической карте Читинской области (Быховер, Лейтес и др.) в 1954 г. в районах Малханского и Цаган-Хуртэйского хребтов, а частично и на юго-западе Олекмо-Витимской горной страны. Работами В. И. Фельдмана (1958) доказан нижнемезозойский (возможно, триасовый) возраст эффузивных толщ Цаган-Хуртэйского хребта, а исследованиями А. Д. Щеглова — верхнепалеозойский возраст эффузивных образований самой западной части Читинской области. Нам представляется необходимым так же оценить возраст и подавляющего большинства эффузивных образований южной части Олекмо-Витимской горной страны, находящихся в аналогичной тектонической обстановке. Фактический материал позволяет произвести такую оценку их возраста, так как эти породы моложе среднепалеозойских интрузивных образований и древнее угленосных континентальных толщ, возраст которых в ряде случаев может быть определен палеонтологически как среднеюрский — нижнемеловой.

По данным И. С. Валицкой, в бассейне р. Никишихи имеется эффузивный комплекс, сложенный кварцевыми порфирами и плагиоклазовыми порфиритами. Севернее и северо-восточнее г. Читы, по данным В. П. Кузнецова, распространен эффузивный комплекс, в составе которого выделяются андезитовые и дацитовые порфириды и различные порфиры светлой окраски, являющиеся аналогами пород гранитного и граносиенитового состава. Все эти породы образуют покровы, причем мощность покровов андезитовых порфиридов составляет 100 — 150 м.

В верховьях р. Юмурчена и в среднем течении р. Каренги С. П. Смеловским выделена осадочно-эффузивная толща, породами которой

сложены узкие полосы, ориентированные в северо-восточном направлении и, как правило, ограниченные разломами. Толща представлена эффузивными, пирокластическими и осадочными образованиями. Осадочные породы наблюдаются довольно редко и представлены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, приуроченными к нижней части разреза, где образуют маломощные быстро выклинивающиеся прослои в эффузивах. Пирокластические образования (туфы, туфобрекчии и др.) отмечены в средней и в верхней частях разреза. Эффузивные породы (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и дацитовые порфириты) наблюдаются по всему разрезу, мощность которого 300 м.

По материалам С. П. Смеловского, в низовьях р. Каренги наблюдается осадочно-вулканогенная толща в виде узкой полосы длиной около 50 км и шириной 5—7 км, широтного простирания, ограниченная, по-видимому, с севера и юга разрывными нарушениями. Толща сложена двумя свитами: нижней — песчано-конгломератовой мощностью 300—350 м, и верхней — эффузивно-туфогенной мощностью до 320 м. По левобережью р. Нерчи также известны эффузивно-вулканогенные образования, изучавшиеся Ю. А. Куликовым, П. М. Пекариным и другими геологами. Они представлены кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, туфами, туфоконгломератами и туфогенными песчаниками. Преобладают кислые эффузивы и их туфы. Восточнее, в бассейне р. Ундурги, по данным Ю. А. Куликова, известны небольшие участки, сложенные эффузивными образованиями, в которых выделяются порфириты, кварцевые порфиры и их туфы, фельзиты и фельзит-порфиры. Относительно более ранними являются порфириты.

Эффузивно-туфогенные образования, развитые в бассейне р. Нерчугана, изучались В. А. Гулиным, О. А. Мешковой, В. И. Шульдинером, и другими исследователями. Наиболее детально они были изучены В. И. Шульдинером, по материалам которого среди них выделяются две подсвиты: нижняя, сложенная щелочными и субщелочными эффузивами, и верхняя, образованная эффузивами и туфами субщелочного и кислого состава. Породы нижней подсвиты залегают на размытой поверхности гранитоидов (юрских, по мнению В. И. Шульдинера, среднепалеозойских, по нашим представлениям), имеют мощность порядка 250—300 м и с некоторым угловым несогласием перекрываются породами верхней подсвиты мощностью в 80—100 м. На этих породах с резким размывом залегают континентальные отложения верхней юры — нижнего мела (возможно, средней юры — нижнего мела).

Восточнее, в бассейнах рек Черный Урюм и Черная, Г. В. Димитров выделил эффузивно-туфогенный комплекс, сложенный андезитовыми и дацитовыми порфиритами, фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, туфами и туфобрекчиями. Многочисленные обломки пород этого комплекса содержатся в конгломератах средней юры — нижнего мела. В верховьях р. Давенды и в бассейне р. Могочи известны осадочно-туфогенно-эффузивные образования, изучавшиеся А. А. Леонтовичем, В. П. Авидоном и Г. В. Бархатовым. А. А. Леонтович выделил в составе этого комплекса фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, авгитовые порфириты и сопровождающие их различные туфы, туфогенные конгломераты и песчаники, среди которых преобладают кислые эффузивы. Возраст толщи определен указанным исследователем как мезозойский на основании сопоставлений с эффузивно-туфогенными образованиями Верхне-Амурского района.

В верховьях рек Урки, Чичатки и Ньюджи осадочно-эффузивная толща была установлена Б. Н. Ерофеевым. Толща представлена кварцевыми порфирами, разнообразными порфиритами, а также их туфами и лавобрекчиями, содержащими в верхней части разреза маломощные горизонты и линзы конгломератов и туфогенных песчаников. Б. Н. Ерофеев предполагал, что вся эта толща, мощность которой осталась невыясненной, формировалась в нижнеюрское время.

Возраст описанных эффузивных образований может быть определен только в весьма широких пределах как верхнепалеозойский — нижнемезозойский.

Возрастная оценка интрузивов южной части Олекмо-Витимской горной страны, отнесенных нами к верхнему палеозою — нижнему мезозою, едва ли более точна, чем оценка возраста описанных эффузивных комплексов. К этой группе мы условно относим ряд интрузивных образований, имеющих в рассматриваемой части Читинской области незначительное распространение по сравнению со среднепалеозойскими интрузивами. Это обычно мелкие штоки, дайки и дайкообразные тела гранодиоритового и граносиенитового состава, а также небольшие тела и серии даек аляскитовых, биотитовых, биотитово-роговообманковых гранитов, и реже, диоритов, габбро, щелочных гранитов, сиенитов и граносиенитов. Серии даек таких пород известны в междуречье Витима и Нерчи, где они особенно широко развиты в верховьях р. Читинки, в окрестностях рудника Дарасун и в среднем течении р. Нерчи. Они изучались в разное время Н. И. Фоминым, Г. П. Воларовичем, С. Н. Коровиным, С. П. Смеловским и др. Возраст их определяется на основании того, что они прорывают интрузивные массивы среднего палеозоя и перекрываются эффузивно-осадочными толщами верхнего палеозоя — нижнего мезозоя. Естественно, что наши предшественники, считавшие возраст эффузивных толщ верхнеюрским, относили эти породы к мезозою, считая их древнекиммерийскими. Наиболее полно верхнепалеозойские — нижнемезозойские интрузивные образования, распространенные в среднем течении р. Нерчи, описаны П. П. Пановым, выделившим среди них несколько фаз, возраст которых оценен как раннемезозойский.

Сходный комплекс интрузивных пород имеется также в междуречье Нерчи и Шилки (бассейны рек Алеур, Нерчуган, Черный Урюм и др.). К этому комплексу относятся также гранитоиды Амананского и Сырыгичинского массивов, детально изученные в последние годы Ю. В. Казидиным. Предполагается, что положение и форма массивов контролируются структурами северо-восточного и северо-западного направлений, соответствующими, вероятно, глубоким разломам в палеозойском фундаменте. Формирование массивов происходило в два этапа. Во время первого образовались трещинные плутоны средней величины (Амананский и Сырыгичинский), сложенные роговообманково-биотитовыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, диоритосиенитами, кварцевыми диоритами и диоритами. Во время второго этапа — эффузивные образования, малые интрузивные тела и дайки разнообразного (от диоритов до аляскитов) состава.

Амананский массив имеет почти изометричную форму в плане и занимает площадь 200 км². Однако его внутреннее строение (закономерное распределение в нем петрографических разновидностей пород, данные замеров элементов залегания ксенолитов и вкрапленников) указывает на северо-восточную ориентировку массива. Приконтактовые части его

сложены диоритами и кварцевыми диоритами, по составу часто дающими отклонения к кварцевым монцонитам, диорито-сиенитам и щелочноземельным сиенитам. Центральная часть массива представлена гранодиоритами и гранитами.

Распределение петрографических разновидностей Сырыгичинского массива подчиняется таким же закономерностям, что и Амананского. Ю. В. Казицин, как и другие исследователи Верхне-Олекминского района, считает возраст Амананского и Сырыгичинского массивов верхнеюрским, обосновывая это главным образом единством геолого-структурной обстановки и петрографическим и петрохимическим сходством с интрузивными образованиями Амуджикано-Шахтаминского комплекса Восточного Забайкалья, возраст которых считался ранее верхнеюрским. Однако сравнение этих образований не является убедительным, поскольку они находятся в различных геологических условиях. В настоящее время представляется более целесообразным отнести их к группе верхнепалеозойских — нижнемезозойских магматических образований. Такая датировка подтверждается тем, что они прорывают среднепалеозойские гранитоиды, а галька пород, слагающих Амананский и Сырыгичинский массивы, наблюдается в континентальных отложениях верхней юры — нижнего мела (возможно, средней юры — нижнего мела).

В междуречье Шилки и Тунгира (северо-восточнее описанного района) интрузивные образования верхнепалеозойского — нижнемезозойского возраста изучались в различное время Б. В. Каштановым, Ю. А. Куликовым, Л. Л. Прозоркевич, Б. Н. Ерофеевым, Л. И. Казик и другими исследователями. В этом районе к описываемой группе пород принадлежат, по-видимому, в основном различные лейкократовые граниты. Сюда же, вероятно, относятся лейкократовые граниты, развитые в среднем течении р. Амазара, нижняя возрастная граница которых, по данным Б. В. Каштанова, определяется тем, что они прорывают среднепалеозойские гранитоиды, а сами прорваны более молодыми гранодиорит-порфирами и кварцевыми порфирами предположительно верхнеюрского возраста, а также лейкократовые пегматоидные граниты, выделенные Ю. А. Куликовым на водоразделе рек Шилки и Амазара. К этой же группе принадлежит и сравнительно крупный массив пегматоидных гранитов, расположенный, по данным Б. Н. Ерофеева, в верховьях рек Нюкжи, Дес и Чичатки, сложенный преимущественно лейкократовыми гранитами и в меньшей степени — биотитовыми крупнозернистыми гранитами, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами. Породы этого массива прорывают эффузивно-осадочную толщу, которая рассматривалась Б. Н. Ерофеевым в качестве нижнеюрской, а авторами была отнесена к верхнему палеозою — нижнему мезозою.

Возможно также, что верхнепалеозойский — нижнемезозойский возраст могут иметь некоторые небольшие интрузивные тела биотитовых и биотитово-роговообманковых гранитов и гранодиоритов, выделенных Л. Л. Прозоркевич и Л. И. Казик на правобережье р. Тунгира, в его нижнем течении. Наконец, сюда же можно отнести различные субщелочные граниты, граносиениты, сиениты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, а также розовые мелко- и среднезернистые аляскитовые граниты, распространенные в междуречье Олекмы и Калара. С. П. Смеловский, изучавший эти породы, считает их, так же как и порфирированные биотитово-роговообманковые

гранодиориты, тоналиты, биотитово-роговообманковые и лейкократовые граниты с дымчатым кварцем, отнесенные нами к палеозою, мезозойскими. Данные для датировки этих пород сводятся к тому, что они, по его мнению, являются наиболее молодыми среди интрузивных образований Олекмо-Каларского междуречья. Галька их имеется в конгломератах мезозойских континентальных отложений, возраст которых может быть определен как среднеюрский — нижнемеловой.

Магматизм мезозоя

Мезозойские, предположительно верхнеюрские, интрузивные образования южной части Олекмо-Витимской горной страны изучены очень слабо. К ним относятся малые гипабиссальные интрузии, представленные сериями даек и небольшими штоками, распределение которых контролируется линиями разрывных нарушений. Условность отнесения пород к этому возрасту очевидна, если принять во внимание, что некоторые из крупных разломов, отмеченных в южной части Олекмо-Витимской горной страны, заложены еще на границе палеозоя и мезозоя, а может быть, и еще раньше.

К мезозойскому времени, по-видимому, относятся порфировидные пегматоидные граниты и гранодиориты, образующие несколько больших штоков в междуречье Шилки и Амазара, где они были выделены Ю. А. Куликовым и Л. П. Соловьевой. По данным этих исследователей, гранитоиды прорывают осадочные отложения верхнеюрского возраста. Наконец, мезозойский возраст может быть принят для некоторых серий даек, распространенных по всему описываемому району и пространственно тяготеющих к крупным разрывным нарушениям. Такие дайки особенно широко развиты в Верхне-Олекминском районе, на правом берегу р. Витима, в междуречье Олекмы и Калара, близ поселков Давенды и Амуджикана и в ряде других мест.

Некоторые покровы базальтов, обычно относящихся к кайнозою, несомненно, имеют мезозойский (донижнемеловой) возраст. Это прежде всего относится к базальтам, развитым на правом берегу р. Витима, близ устья р. Юмурчена, и подробно описанным А. А. Арсеньевым (1938). Галька этих базальтов содержится в конгломератах угленосных отложений нижнего мела.

Магматизм кайнозою

Кайнозойский магматизм проявился исключительно в виде излияний базальтовых и андезитобазальтовых лав. Возраст покровов средних и основных эффузивов определяется большинством исследователей южной части Олекмо-Витимской горной страны как третичный или третично-четвертичный. Более древние базальты отмечены в районе верхнего течения р. Витима.

Кайнозойские базальты представлены породами темно-серого, зеленовато-серого или лилового цвета, обычно обладающими миндалевой структурой. С. П. Смеловский отмечает значительные покровы андезитобазальтов в бассейне р. Калара, где площади их достигают 200—250 км², и в бассейне р. Каренги. Покровы андезитобазальтов, по данным Н. И. Фомина и С. П. Смеловского, перекрывают третичные аллювиальные отложения древней долины р. Каренги.

Покровы базальтов, известных в бассейне р. Белый Урюм, по данным В. И. Шульдинера, залегают на размытой поверхности угленосных отложений верхнего мезозоя и перекрываются современными рыхлыми накоплениями. В основании покровов базальты иногда сменяются трахиандезитами.

МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Магматические породы различного состава широко распространены в Центральном Забайкалье. Характерной особенностью рассматриваемого региона является неоднократное внедрение крупных интрузий гранитоидов в периоды, соответствующие каледонской, варисской и мезозойской эпохам.

Во многих случаях установлено, что вторжению крупных интрузий гранитоидов предшествовали внедрения основных и ультраосновных пород, которые сохранились в виде небольших останцов среди массивов гранитоидных пород. В районе интенсивно проявился и наземный вулканизм.

Общая схема магматизма Центрального Забайкалья приводится в табл. 12.

Магматизм докембрия — нижнего палеозоя

К докембрийским — нижнепалеозойским магматическим образованиям Центрального Забайкалья относятся измененные эффузивные породы малханского метаморфического комплекса и интрузирующие его гранитоиды ортогнейсового комплекса. Как те, так и другие проявляются каледонскими интрузиями гранитоидов.

Эффузивы малханского метаморфического комплекса

В составе малханского метаморфического комплекса А. А. Арсеньев, Е. А. Нечаева (1951а) и В. И. Фельдман (1958) выделяют порфиroidы, переслаивающиеся с кварцево-полевошпатовыми роговиками. Они развиты по рекам Худун и Бырку и слагают три полосы неправильной формы. По внешнему облику порфиroidы представляют собой сланцеватые порфиroidовые породы буровато-серого и серого цвета, с узловатой или параллельной текстурой. Структура их бластопорфиroidовая, вкрапленники представлены давленными оплавленными и изоморфными кристаллами кварца и полевых шпатов (калишпат и кислый плагиоклаз). Медкозернистая основная масса состоит из кварца и полевых шпатов с примесью тонкочешуйчатого серицита, рудного минерала и хлорита.

Во многих местах среди отложений малханского комплекса отмечаются прослои амфиболитов, которые возникли, вероятно, за счет изменения основных и средних эффузивов.

Ортогнейсовый комплекс

Древнейшие гранитоидные интрузии образуют мигматитовые инъекции и пластовые тела в отложениях малханского метаморфического комплекса. В южной части Заганского хребта, в Малханском хребте и в бассейнах рек Унго и Блудной, по данным С. П. Коноплева, П. И. Налетова и Е. П. Бессолицына, они представлены аляскитовыми

Схема распространения магматических пород в Центральном Забайкалье

Структурные зоны	Хилокская		Зачикойская		Даурская	
	Эффузивный	Интрузивный	Эффузивный	Интрузивный	Эффузивный	Интрузивный
Тектоно-магматические циклы и возраст	Базальты, долериты, андезиты-базальты, трахидолериты, базаниты, анальцимовые базальты, дайки и жилы базальтов, долеритов, монцонитов					
Кайнозойский						
Верхнемезозойский (С _{Г1})	Кератофиры, их туфы и туфобрекчи					
	Эффузивы и туфы харюлгатинской свиты: фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы; андезиты, андезиты-дациты, базальты и диабазы	Дайки и штоки диабазовых порфиритов и кварцевых порфиритов	Кислые эффузивы и туфы	Дайки кварцевых порфиритов, диорит-порфиритов	Букукунская и джаргалантуйская свита: кварцевые порфиры, дациты, лавобрекчи и туфы Быркинская свита: порфиры, андезиты, базальты, кварцевые порфиры, липариты и их туфы и туфолавы	Дайки и штоки гранит-порфиритов, кварцевых порфиритов, фельзитов и порфиритов
Нижнемезозойский	—	—	—	—	Сохондинский и харалгинский комплексы (гипабиссальные и субвулканические интрузии): плагиограниты, плагиопорфиры, граниты, диоритовые порфириты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, дациты и др.	

Верхнепалеозойский, нижнемезозойский (P — T)	Эффузивы и туфы цаган-хуртэйской серии: диабазовые порфириды; фельзиты, кварцевые порфиры; трахиты и трахидациты	Габбро-диабазы, габбро; аляскитовые граниты, гранитпорфиры и др.; щелочные гранитоиды (щелочные граниты, грорудиты и др.)	—	Асакан-шумиловский комплекс: биотитовые и аляскитовые и лейкократовые граниты, гранитпорфиры	Фельзиты и туффиты	Кыринский комплекс: диориты, гранодиориты; биотитовые граниты и гранодиориты; лейкократовые граниты
Среднепалеозойский (D — C)	Эффузивы ортинкской свиты: порфириды, порфириоиды, порфиритоиды, зеленые ортосланцы	Барисские интрузии гранитоидов: основные биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты	Эффузивы и туфы (порфириды, кварцевые порфиры, их туфы, кератофиры, зеленые сланцы)	Даурский комплекс: Ингодинская интрузия основных пород; асинские биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты; даурские лейкократовые и биотитовые граниты	Метаэффузивы: зеленые сланцы, порфириды, порфиритоиды, измененные диабазы	Даурский комплекс: то же, что в Зачиковской зоне
Нижнепалеозойский	Катаевский комплекс: порфириды, диабазы, порфириоиды, порфиритоиды, амфиболиты малханского метаморфического комплекса	Малханский комплекс: малетинская интрузия основных пород; гнейсовидные граниты, гранодиориты и гранитогнейсы		Малханский комплекс: гранито-гнейсы, гнейсовидные граниты		
Докембрийский	Порфириоиды, порфиритоиды и амфиболиты малханского комплекса (?)	Ортогнейсы и гранитогнейсы Заганского хребта (?)				

гранитами и гранитогнейсами, инъецирующими биотитовые и роговообманковые гнейсы и амфиболиты малханского метаморфического комплекса. Их возраст определяется налеганием на них нижнепалеозойских основных эффузивов (катаевский комплекс), которые в свою очередь прорываются каледонскими интрузиями. Подобные же породы, развитые в Яблоновом хребте, отмечены В. И. Фельдманом (1958).

Главнейшими признаками этих пород являются сильная разгнейсованность с широким развитием катакластических и порфирокатакластических структур и очковой текстуры. Порфиробласты представлены микроклином и плагиоклазом, основная масса сложена кварцем, калишпатом и плагиоклазом; из других минералов присутствуют биотит, хлорит, серицит; из акцессорных — рудный минерал, циркон и сфен.

Магматизм нижнего палеозоя

Нижнепалеозойские магматогенные образования представлены катаевским эффузивным и малханским интрузивным комплексами. Эти породы относятся к нижнему палеозою на основании того, что они имеют активный контакт с образованиями, относящимися к докембрию — нижнему палеозою (малханским метаморфическим и ортогнейсовым комплексами) и содержится в гальках конгломератов среднепалеозойских отложений.

Катаевский эффузивный комплекс

В пределах Малханского хребта и в окрестностях поселка Катаево широко развиты древние эффузивы, неизвестные в других частях Центрального Забайкалья. Эти эффузивы А. Д. Щеглов (1956) предложил называть катаевским комплексом. В 1938 г. они изучались С. П. Коноплевым, а позднее Л. А. Козубовой. В районе с. Никольское они залегают на ортогнейсовом и малханском метаморфическом комплексах пород и, кроме того, прорываются каледонскими основными и кислыми интрузиями.

С. П. Коноплев указывает, что между катаевскими эффузивами и нижнепалеозойскими основными интрузиями местами наблюдаются постепенные переходы, а иногда габброиды прорывают эффузивы. Это свидетельствует о близости времени образования этих пород.

В состав катаевского комплекса входят порфириты, диабазы, их туфы и эруптивные брекчии. Часть пород, относящихся к нему, представляет собой гипабиссальные интрузии (диорит-порфириты, габбро-порфириты и др.) и имеет интрузивное залегание. По данным Л. А. Козубовой, катаевские эффузивы имеют темную с зеленоватым и фиолетовым оттенком окраску, часто отчетливую порфиловую структуру и нередко миндалекаменную текстуру. Микроскопическими исследованиями установлено, что они представляют собой сильно метаморфизованные сланцеватые породы с порфиоровыми и афировыми структурами. В порфиритах с ороговикованной основной массой наблюдаются изъеденные вкрапленники плагиоклазов, замещенные соссюритом, и реликты роговой обманки, замещенные биотитом и хлоритом. На контактах с каледонскими гранитами эффузивы интенсивно рассланцованы и претерпели глубокое зеленокаменное перерождение.

Малханский интрузивный комплекс

Изверженные породы малханского интрузивного комплекса слагают значительные площади в Хилокской зоне и небольшими выходами представлены в Зачинойской и Даурской зонах, к югу от рек Чикоя и Ингоды. В составе комплекса выделяют Малетинскую интрузию основных пород и многофазный, еще плохо изученный плутон гнейсовидных гранитоидов.

Малетинская интрузия основных пород. Разнообразные габброиды и тесно связанные с ними диориты в виде ксенолитов среди нижнепалеозойских(?) гранитов были отмечены в Малханском хребте Ю. П. Деньгиным (1929б), П. Е. Луненком и С. П. Коноплевым. При геологической съемке, охватившей значительные пространства Малханского хребта, установлено, что основные породы приурочены к полосе широтного простирания от истока р. Буй до р. Блудной (Лучицкий, 1947).

По данным И. В. Лучицкого (1947), эти породы встречаются в большинстве случаев в виде ксенолитов в гранитах, но иногда образуют жилы и небольшие массивы в метаморфических породах. Петрографический состав интрузивов разнообразен. Породы, описанные И. В. Лучицким, включают оливинные нориты, роговообманковые и оливинные габбро, лабрадорит, роговообманковые и биотитово-роговообманковые диориты и кварцевые диориты (гибридные разновидности), а также жильные габбро-пегматиты. Часто в них наблюдается редкая вкрапленность пирротина и пирита. Возраст интрузии И. В. Лучицкий (1947) определяет как доверхнекаменноугольный. Абсолютный возраст кварцевых диоритов Малханского хребта составляет 360 млн. лет.

В 1935 г. в верховьях рек Выезжая и Малета Ю. П. Деньгиным было установлено, что среди габбро встречаются ксенолиты эффузивных пород среднего состава, относящихся к катаевскому эффузивному комплексу. По данным Л. А. Козубовой, габброиды прорваны гнейсовидными гранитоидами нижнепалеозойской интрузии.

Гнейсовидные гранитоиды. Осадочно-метаморфические образования малханского комплекса и основные породы Малетинской интрузии прорваны сложной дифференцированной интрузией гранитоидов нижнепалеозойского возраста, петрологически слабо изученной.

Наиболее крупные поля указанные гранитоиды образуют в хребтах Цаган-Хуртэй, Малханском и Яблоновом в Хилокской зоне. Эти интрузии изучались И. В. Лучицким (1947), Ю. П. Деньгиным (1929б), П. И. Налетовым и Е. П. Бессолицыным (1947), С. П. Коноплевым, Е. П. Бессолицыным, А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1951 б и др.), В. И. Фельдманом (1958), Л. А. Козубовой, В. И. Сизых, О. Н. Егоровым, И. П. Костюковым и др.

Обычно каледонские гранитоиды связаны с породами малханского метаморфического комплекса. Наиболее часто они встречаются в Яблоновом и Заганском хребтах; в хребте Цаган-Хуртэй и на южных отрогах Малханского хребта они образуют обширные поля среди более молодых гранитоидов.

Хребты Цаган-Хуртэй, Заганский. В хребтах Цаган-Хуртэй и Заганском развиты преимущественно лейкократовые разновидности каледонских гранитов. Они представлены гнейсовидными и катаклазированными гранитами и гранитогнейсами, часто инъецирующими метаморфические породы малханского комплекса. По данным А. А. Арсеньева и

Е. А. Нечаевой (19516), «эти породы чрезвычайно сходны по минералогическому составу и различаются в основном по структурным и текстурным признакам. Гнейсы, имеющие ясную сланцеватость, через гранито-гнейсы связаны совершенно постепенными переходами с гнейсовидными гранитами».

Гнейсы представляют собой мелко- и среднезернистые, редко крупнозернистые породы розового, серого и розовато-серого цвета, с хорошо выраженной параллельной текстурой. Встречаются разности с очковой текстурой. Минералогический состав этих пород следующий: калинатовый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, обыкновенная роговая обманка, биотит, сфен, апатит, гранат, рудный минерал. Вторичные минералы представлены мусковитом, серицитом, хлоритом и др.

Гнейсовидные биотитовые граниты принадлежат к лейкократовым разновидностям и отличаются ясными следами катаклаза и отсутствием четко выраженной сланцеватости. Макроскопически это светлые, белорозовые и желтовато-белые породы; мелко- и среднезернистые. Минералогический состав их следующий: микроклин, плагиоклаз, биотит, сфен, апатит, магнетит; вторичные минералы: хлорит, мусковит, серицит и др. Характерной особенностью этих пород является значительное преобладание микроклина над плагиоклазами.

Яблоновый хребет, южная часть Малханского хребта. К нижнепалеозойским гранитоидам здесь относится крупный интрузив, представленный преимущественно гнейсовидными гранитоидами. Эти породы слагают широкую полосу восток-северо-восточного простирания, которая протягивается по южному склону Малханского хребта и далее на восток по Яблоновому хребту в междуречье Хилок — Ингода. Интрузии западной части этой полосы (бассейн р. Малеты) описывались в 1938 г. С. П. Коноплевым под названием саянских гранитов предположительно каледонского возраста.

На южных отрогах Малханского хребта они выделены П. И. Налетовым и Е. П. Бессолицыным (1947), как древняя варисская интрузия. Восточнее, в Яблоновом хребте, они описаны В. И. Фельдманом (1958), который, как и С. П. Коноплев, считает их каледонскими.

Геологические данные о возрасте этих пород следующие: в бассейне р. Малеты они прорывают основные эффузивы предположительно нижнепалеозойского возраста. В Малханском хребте установлено, что они рвут гнейсы докембрия — нижнего палеозоя и в свою очередь прорываются более молодыми варисскими гранитоидами. В Яблоновом хребте, по данным И. Н. Фомина, среднепалеозойские отложения орчинской свиты с размывом залегают на рассматриваемых гранитоидах и содержат их гальку (бассейн рч. Улетки).

Характерными особенностями рассматриваемой интрузии являются регионально развитая в них гнейсовидность как первичная, так и вторичная (катакластическая), общий меланократовый облик, обусловленный наличием роговой обманки и биотита, количество которых колеблется в широких пределах, а также преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Очень характерно большое разнообразие пород, связанных между собой постепенными переходами. Среди них выделяют диориты, гранодиориты, плагиограниты, роговообманковые и биотитовые граниты.

Граниты и гранодиориты представляют собой часто среднезернистые породы серого и темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, обусловленным развитием хлорита по цветным минералам и сосюрри-

тизацией плагиоклазов. Структура пород гипидиоморфнозернистая, текстура гнейсовидная, но чаще массивная. В состав гранитов входят плагиоклаз (чаще всего андезин), являющийся преобладающим минералом, а также калишпат, кварц, биотит. Граниты постепенно переходят в гранодиориты. Диориты представляют собой массивные и гнейсовидные зеленовато-серые породы и являются наиболее основными породами описываемой интрузии, состоящими главным образом из плагиоклаза и роговой обманки. Оба минерала присутствуют почти в одинаковом количестве и сильно изменены вторичными процессами. В породе изредка встречаются пироксен, замещенный роговой обманкой, и кварц.

В Яблоновом хребте, по данным В. И. Фельдмана (1958), присутствуют только биотитовые граниты и гранодиориты.

Л. А. Козубова среди каледонских гранитов Малханского хребта и западной части хребта Цаган-Хуртэй выделяет две фазы. К первой фазе ею относятся огнейсованные роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты, ко второй — неоднородные по составу, но преимущественно лейкократовые мелкозернистые огнейсованные биотитовые граниты, рвущие гранитоиды первой фазы. Определения абсолютного возраста гранитоидов первой фазы дали цифры порядка 395—425 млн. лет, что соответствует ордовику.

С гранитоидами описываемой интрузии связаны многочисленные жилы аплитов, гранит-аплитов и пегматитов, содержащих иногда турмалин, гранат и магнетит.

По правобережью р. Чикоя породы нижнепалеозойского комплекса гранитоидов наблюдаются от с. Красный Чикой до поселка Гутай и прослеживаются вверх по течению р. Чикоя до устья р. Жергея. Здесь они представлены преимущественно гранодиоритами, граносиенитами и реже биотитовыми гранитами. Если в Малханском и Яблоновом хребтах катаклазиты этих пород приурочены лишь к зонам разломов, то в рассматриваемой полосе характерно преобладание катаклазитов, милонитов и бластомилонитов, связанных с многочисленными зонами нарушений различного направления. Кроме катакlastических деформаций, в породах наблюдается широкое развитие вторичных изменений в связи с интрузией поздневарисских биотитовых гранитов. В них появляются обильные новообразования серицита, эпидота, хлорита, лейкоксена.

В среднем течении р. Ингоды каледонские гранитоиды обнаружены в 1938 г. В. М. Чаиркиным, а позднее В. И. Фельдманом (1958). Они встречены в виде останцов (ксенолитов) среди варисских гранитов и, по-видимому, представляют собой отдельные фрагменты крупного массива, развитого главным образом в области Яблонового водораздела.

Работами последних лет (В. И. Сизых, О. Н. Егоров, Н. Сапожников, Н. П. Костюков и др.) установлены следующие признаки рассматриваемых гранитоидов: 1) их согласное (конформное) залегание с породами, слагающими складчатые каледонские структуры и прослеживаемость последних по элементам их залегания в «плутонах»; 2) постепенные переходы к вмещающим породам через зоны теневых мигматитов; 3) гнейсовые текстуры и отсутствие плоскопараллельных (слоисто-флюидалных) текстур; 4) бластические структуры, гранито-гнейсовый облик и отсутствие типичных магматических и катакlastических структур и текстур, за исключением участков пород магматического облика в местах селективного плавления и в зонах разломов; 5) широкое развитие согласных с гнейсовидностью пегматоидных и

аплитовидных «жил». Отдельные петрографические разновидности пород также характеризуются псевдослоистостью. Перечисленные признаки указывают, что каледонские гранитоиды являются синклюдчатыми и синметаморфическими образованиями, возникшими, по-видимому, за счет ультраметаморфизма (гранитизации и перекристаллизации) отложений малханского метаморфического комплекса, и только местами этот процесс привел к появлению палингенных магм, давших породы магматического облика. Часть ранее выделявшихся каледонских интрузий сейчас рассматривается как глубоко метаморфизованные толщи паропород. Следует отметить, что В. И. Сизых и О. И. Егоров (1960 г.) явления ультраметаморфизма и палингенеза в Хилокской зоне связывают с варисским этапом магматизма.

Помимо отмеченных выше явлений ультраметаморфизма, многие исследователи отмечают глубокое метаморфическое преобразование осадочных и эффузивных пород малханского комплекса, выразившееся в превращении их в кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты, мраморы с диопсидом, форстеритом, гранатом и другими минералами.

Магматизм среднего палеозоя

Эффузивные образования

Зачикойская и Даурская зоны. Среднепалеозойский этап развития характеризуется довольно интенсивным проявлением эффузивной деятельности на всей территории Центрального Забайкалья.

В Зачикойской горной стране среднепалеозойские эффузивы и туфогенные породы установлены в составе зачикойской песчаниково-сланцевой серии, где они представлены различными рассланцованными порфиритами, фельзит-порфирами, а также туфопесчаниками и туфоконгломератами. Кроме того, изредка встречаются зеленые сланцы кварцево-актинолитово-цизоитовые, эпидото-цизоитовые и другие, превращенные местами в амфиболиты в результате контактового метаморфизма. В настоящее время эти образования слабо изучены и их роль в разрезе не выяснена. В окрестностях деревень Доложино и Грехнево, по р. Чикой, П. Е. Луненок описал в составе ниже-среднепалеозойских отложений измененные миндалекаменные эффузивы типа спилитов и диабазов.

В Даурской зоне среднепалеозойские эффузивы широко развиты среди отложений ононской, агуцинской и ингодинской свит, где они слагают $\frac{1}{7}$ — $\frac{1}{10}$ часть разреза. Эти эффузивы образуют линзы и горизонты мощностью от 1 до 200 м, иногда хорошо выдержанные по простираанию (до 5—7 км). Среди них известны основные и средние разности, превращенные чаще всего в зеленые сланцы. По составу различаются эпидото-актинолитовые, хлорито-эпидотовые и эпидотомусковитово-карбонатные сланцы. Структура сланцев гранобластовая, фибробластовая и нематогранобластовая; часто встречаются бластодиабазовая и бластопилотакситовая структуры. Зеленые сланцы залегают среди многокилометровых толщ мелкообломочных и пелитовых отложений геосинклинального типа и образовались, по-видимому, за счет изменения подводных эффузивов типа спилитов и диабазов. С ними часто ассоциируют горизонты кремнистых сланцев и яшм.

В окрестностях курорта Дарасун А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева (1951а) отметили среди малоизмененных разностей соссюритизирован-

ные диабазы, диабазовые порфириды и их туфы. Мало измененные разности, относящиеся к порфиридам и дацитовым порфиридам, описаны в составе ингодинской свиты в верховьях р. Ингоды. Порфириды являются светло-серыми, зеленовато-серыми и темно-зелеными породами с порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом и измененными цветными минералами, среди которых по форме кристаллов обнаружены реликты пироксенов, полностью замещенных вторичными минералами. Измененная основная масса этих пород состоит из плагиоклаза, кварца, цветных и рудных минералов.

Хилокская зона. В Хилокской зоне, которая после каледонской складчатости значительно консолидировалась, развита ортинкская эффузивно-осадочная свита, выделенная В. И. Фельдманом (1957), в составе которой наряду с грубообломочными отложениями значительное развитие имеют измененные эффузивы кислого и среднего состава.

Кислые эффузивы, превращенные в порфириды и ортосланцы, слагают пачку мощностью от 200—250 м. Макроскопически это темно-серые и серые рассланцованные породы, в которых под микроскопом обнаруживается тонкозернистая гранобластовая структура с реликтами фельзитовых структур. Средние эффузивы (андезитовые порфириды) представляют собой серо-зеленые рассланцованные породы порфировой структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом и составляют 25—35% породы, основная масса состоит из вторичных минералов (хлорита, цоизита, карбоната), реликтов плагиоклаза (андезина), пижонита и рудного минерала. Мощность пачки измененных андезитовых порфиридов колеблется от 1000 до 3000 м, причем полный разрез их нигде не наблюдается.

Интрузивные образования

В связи с активными тектоническими движениями, завершившими среднепалеозойскую эпоху развития Центрального Забайкалья, проявилась мощная интрузивная деятельность, в результате которой сформировались крупные, в основном гранитоидные плутоны, слагающие большие площади как в зоне активного проявления каледонских движений (Хилокской), так и в зонах варисцид (Зачикойской и Даурской).

В Зачикойской и Даурской зонах Ю. П. Деньгин различал две фазы проявления интрузивной деятельности: первую, выделенную условно и представленную асинским интрузивным комплексом и вторую, к которой относятся крупные поля гранитоидов даурского интрузивного комплекса. Новые данные не подтвердили наличия двух разновозрастных интрузивных комплексов в этом регионе, и в настоящее время здесь выделяется один сложный среднепалеозойский интрузивный комплекс, за которым сохраняется название «даурский».

В Хилокской зоне в это время также происходит внедрение крупных гранитоидных интрузий. От среднепалеозойских гранитоидов даурского комплекса они отличаются повышенной щелочностью. Среднепалеозойские интрузии не всегда могут быть четко отделены от нижнепалеозойских, особенно в Хилокской зоне.

Зачикойская и Даурская зоны. Гранитоиды даурского интрузивного комплекса образуют один из крупнейших сложных плутонов, формирование которого связано со складчатостью, завершившей среднепалеозойский этап развития Забайкалья.

Интрузии гранитоидов, относящиеся к этому циклу внедрения, широко развиты в Зачикойской горной стране, в области междуречья Ингоды — Онона, а также в широкой полосе к северо-западу от рек Шилки и Ингоды. Аналоги гранитоидов этого возраста весьма широко развиты в Восточном Забайкалье, где они прорывают отложения нижнего карбона. В последние годы подобные же гранитоиды обнаружены в Малханском хребте.

Термин «даурский плутон» был предложен П. Е. Луненком в 1941 г. В состав комплекса автор включил разнообразные и разновозрастные гранитоиды, известные в пределах Зачикойской горной страны. Синонимами этого названия, употребляемыми для отдельных частей страны,

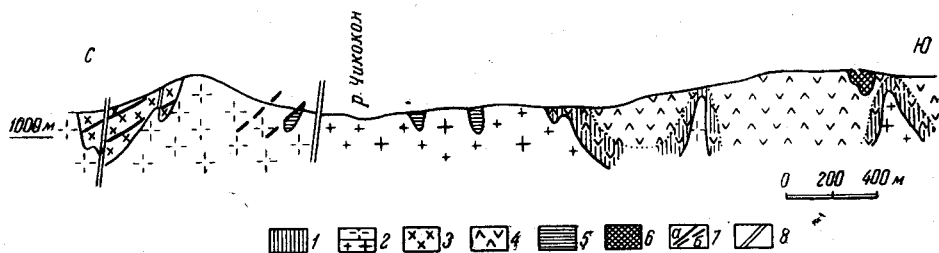


Рис. 38. Соотношения пород различных фаз даурского сложного интрузивного комплекса: габброидов Ингодинской интрузии, гранодиоритов Асинской интрузии и лейкократовых биотитовых гранитов даурского комплекса (рч. Шара-Горхон).

По Ю. П. Деньгину

1 — зона ороговикования; 2 — даурские биотитовые и лейкократовые граниты — γ_2 ; 3 — асинские гранодиориты — γ_3 ; 4 — ингодинские основные породы. Зачикойская серия: 5 — кварцево-биотитовые роговики, образовавшиеся из песчаников (1, 2); 6 — актинолитовые роговики, образовавшиеся из песчаников (Pz). Тектонические нарушения: 7a — верхнепалеозойские достоверные; 7б — то же, предполагаемые; 8 — мезозойские

является термин «Югалканская интрузия», предложенный в 1939 г. С. П. Коноплевым, и «Большая интрузия» (Налетов, Бессолицын, 1947).

Гранитоиды даурского комплекса изучались Г. И. Стальновым (1927), Ю. П. Деньгиным (1927, 1929б, 1956), Н. Н. Дингельштедом (1930), С. П. Коноплевым (1938), П. И. Налетовым и Е. П. Бессолицыным (1947), Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Долмановой (1955, 1956а и др.), В. И. Сизых, А. Д. Канищевым, Е. Т. Бубновым (1958) и др. Некоторые исследователи рассматривают ассоциацию гранитоидов зачикойской зоны как единый мезозойский дифференцированный комплекс (Налетов, Бессолицын, 1947; Григорьев, 1957 и др.). Наиболее полные исследования даурского комплекса были произведены Ю. П. Деньгиным, по материалам которого в основном здесь и приводится описание. В настоящее время в составе даурского интрузивного комплекса можно выделить три сложные интрузивные фазы (рис. 38):

1. Ингодинская интрузия основных пород (габбро, габбро-диориты и др.).

2. Асинские биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты.

3. Даурские биотитовые и лейкократовые граниты.

Геологический возраст комплекса определяется следующими данными: породы его прорывают и метаморфизуют отложения зачикойской песчаниково-сланцевой серии, условно относимой к образованиям

среднего палеозоя, и содержатся в гальке конгломератов пермских отложений. В последние годы в ряде мест (рч. Мергень) установлено залегание пермских отложений на размытой поверхности асинских и даурских гранитоидов. Последовательность внедрения интрузий различных фаз внутри комплекса установлена на основании изучения четких рвущих контактов между ними.

Ингодинская интрузия основных пород. Основные породы ингодинской интрузии (габбро, габбро-диориты и др.) слагают разрозненные массивы, вытянутые по линии, протягивающейся через Зачикойскую зону на северо-восток до ст. Могоча и дальше. Наиболее крупные массивы площадью в десятки и первые сотни квадратных километров известны в верхнем течении р. Ингоды, в верховьях р. Жергей, в бассейнах рек Алентуга и Кручины. Кроме того, породы этой интрузии встречаются в виде ксенолитов в даурских и асинских гранитоидах. Наиболее отчетливо геологическое положение интрузии и особенности ее строения выявляются в габбровом массиве в верховьях р. Ингоды. Верхнеингодинский интрузив является в настоящее время единственным относительно детально охарактеризованным массивом этого типа.

Массив изучался Ю. П. Деньгиным (1932а), Т. Т. Деулей (1950) и др. Он расположен по обоим берегам р. Ингоды, ниже впадения реки Улелей, где сохранился в виде крупного ксенолита площадью около 100 км² среди более молодых гранитоидов даурского комплекса.

По данным Ю. П. Деньгина (1932а), массив сложен измененными в различной степени габброидами, среди которых распространены актинолитизированные и амфиболитизированные габбро и габбро-нориты и их оливиновые разновидности. В наиболее свежих разновидностях габбро и габбро-норитов наблюдается среднезернистая до мелкозернистой габбровая структура; вокруг оливина развиваются келифитовые каймы гиперстена и микроигльчатой светло-зеленой роговой обманки. Минералогический состав пород следующий: авгит, гиперстен, оливин, бурая роговая обманка, лабрадор или лабрадор — битовнит (до № 60); из акцессориев обнаружен лишь рудный минерал; широко распространены вторичные минералы — актинолит, карбонат, хлорит, серпентин.

Среди габброидов в виде даек и мелких линзовидных тел мощностью до десятков метров наблюдаются оливиниты, лейкократовые и меланократовые троктолиты, мелкозернистые меланократовые габбро (беербахиты), габбро-пегматиты и лабрадориты. Оливиниты постепенно переходят во вмещающие габброиды (оливинит — меланократовый троктолит — лейкократовый троктолит — амфиболитизированный габбро-норит). В свалах среди пород верхнеингодинской интрузии встречаются обломки роговообманкового перидотита (шрисгеймита) и гарцбургита, которые, очевидно, также слагают дайковые тела.

Жильная фация Ингодинской интрузии представлена редкими жилами беербахита и габбро-пегматита. Во вмещающих гранитоидах отмечено присутствие мелких ксенолитов глубокоизмененных основных и ультраосновных пород, которые описываются Ю. П. Деньгиным в Зачикойской горной стране, в среднем течении р. Мензы, в истоках р. Дербул, в среднем течении р. Ингоды, по р. Чикокону и в других пунктах. Вопрос о связи редко встречающихся даек кварцевого или микропегматитового диабазы, известных в среднепалеозойских песчаниково-сланцевых толщах (р. Куналей), с габброидами остается пока нерешенным.

Нижняя возрастная граница основных пород устанавливается на основании того, что они прорывают среднепалеозойские отложения и сами прорваны гранитоидами Асинской и Даурской интрузий (см. рис. 38).

Асинские биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Среди разнообразных гранитоидов даурского комплекса Ю. П. Деньгин в 1952 г. выделил обособленную по своему геологическому положению группу биотитовых и биотитово-роговообманковых гранитов и гранодиоритов, образующих крупные массивы. Они прорывают зачикоюскую песчаниково-сланцевую серию пород, а также основные породы и в свою очередь прорваны порфиroidными гранитами даурского типа.

Гранитоиды Асинской интрузии слагают крупные площади в верховьях р. Аса (левый приток р. Чикоя). Выходы их также встречаются по долинам рек Асакан, Мензя, Дербул и др. Северные контакты Асинской интрузии имеют конкордантное соотношение с вмещающими среднепалеозойскими породами, а на востоке, юге и западе — обрезаны более поздними варисскими и мезозойскими гранитоидами.

Для пород Асинской интрузии характерны: контаминация, захватывающая широкую приконтактовую зону, послонные инъекции во вмещающие породы с образованием полосчатых инъекционных гнейсов и анатектические преобразования участков песчанниковой свиты, захваченных интрузией. По мере удаления от контактов массива к его центру наблюдается последовательная смена зон: 1) узкая приконтактовая зона мелко- и среднезернистых кварцевых диоритов; 2) полосчатые гранодиориты; 3) меланократовые контаминированные гранодиориты, обладающие слабо выраженной гнейсовидной текстурой и, наконец, 4) мезократовые биотитовые, роговообманково-биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты и гранодиориты. Ширина сложной зоны эндоконтакта достигает сотен метров (до 500 м).

В экзоконтакте среди ороговикобразных песчаников и кристаллических роговиков наблюдаются дайкообразные апофизы гибридной породы, имеющей состав кварцевого диорита. Для первой зоны характерны среднезернистые меланократовые гранодиориты и кварцевые диориты, нередко заключающие в себе полосы, либо неправильные блоки захваченных ими вмещающих пород. Здесь обычны полосчатые и блоковые текстуры инъекционных пород. Ширина полос и блоков, равно как и гранитоидных инъекций, варьирует в пределах от сантиметров до нескольких метров.

Во второй зоне размеры включений уменьшаются, гранодиориты, оставаясь меланократовыми, обнаруживают менее резкие колебания в составе, текстура их становится более однородной, лишь слабо намечается параллельная ориентировка чешуек биотита, в особенности около ксенолитов пластинчатой формы.

В третьей зоне ксенолиты почти исчезают, остаются только теневидные вытянутые участки мелкозернистой структуры, обогащенные биотитом (рис. 39). Текстура гранитоидов становится массивной, слабая гнейсовидность создается лишь субпараллельной ориентировкой таблитчатых метабласт микроклина, а в мелкозернистых полосках (реликтах полурастворенных ксенолитов) — ориентировкой чешуек биотита.

В центре массива (четвертая зона) развиты биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты и гранодиориты, местами слабо гней-

совидные, содержащие незначительное количество метабласт микроклина. Среди них встречаются редкие участки с ксенолитами диоритового состава.

Гранитоиды внутренней части массива (без ксенолитов) имеют гипидиоморфнозернистую, средне-равномернозернистую или неравномернозернистую до порфировидной структуры. Последняя обусловлена присутствием вкрапленников слабо решетчатого, часто пертитового микроклина. Иногда благодаря субпараллельной ориентировке чешуек биотита намечается слабо выраженная гнейсовидная текстура.

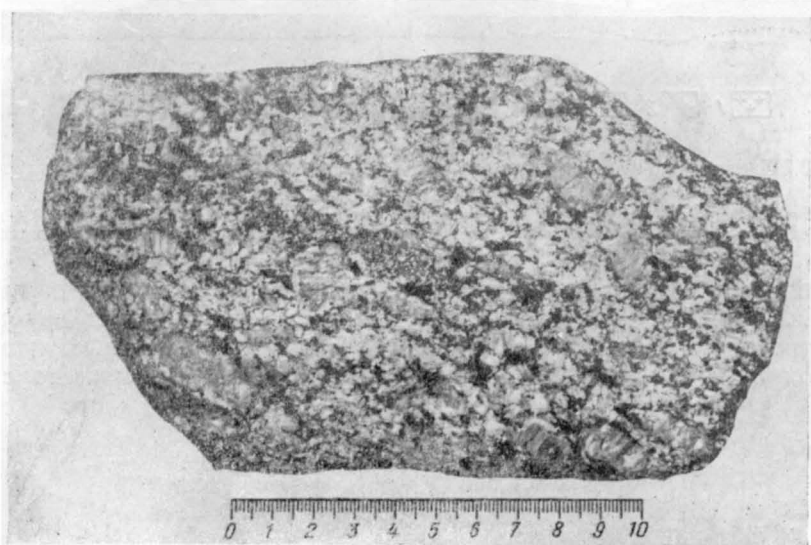


Рис. 39. Остатки полурасстворенного роговика (серые пятнистые вкрапления) в контаминированном гранодиорите (р. Асакан).

Фото Ю. П. Деньгина

Минералогический состав гранитоидов следующий: олигоклаз-андезин (№ 28—38), микроклин (преимущественно метабласты), кварц, биотит, иногда зеленая роговая обманка, апатит, сфен, циркон, магнетит, ортит, хлорит, серицит, минералы группы эпидот — цоизита.

Среди пород интрузии встречены граносиениты, кварцевые сиениты и сиенитодиориты, отношение которых к другим породам не ясно. Аналогичные граниты и гранодиориты с характерными меланократовыми шлирами пород, имеющих мелкозернистую структуру, описала в 1939 г. И. С. Валицкая в верховьях р. Былыры, а в 1951 г. — А. М. Лейтес в бассейне р. Джилы. Оба исследователя считают данную интрузию варисской, так как гранитоиды прорывают свиту песчаников и глинистых сланцев, возраст которых определяется как среднепалеозойский.

Даурские биотитовые и лейкократовые граниты. Гранитоиды третьей фазы даурского интрузивного комплекса представлены серией массивов, то отчетливо прослеживающихся среди толщ зачинойского песчаниково-сланцевого комплекса, то сливающихся в обширные поля сложных очертаний, еще недостаточно исследованных.

Отдельные массивы этой фазы являются несогласными по отношению к вмещающим складчатым структурам. Контакты их обычно нахо-

дятся под острым углом к простиранию этих структур. По мнению Ю. П. Деньгина, пространственное положение массивов контролируется крупными разрывными дислокациями надвигового типа, по возрасту соответствующими заключительному этапу формирования складчатых структур, вмещающих интрузии. Интрузивные тела вытянуты в северо-восточном направлении.

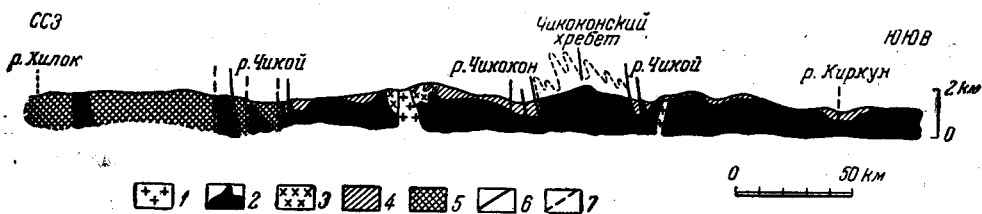


Рис. 40. Схематический геологический разрез через Малханский хребет и Зачикойскую горную страну. По Ю. П. Деньгину

1 — асакан-шумиловские гранитоиды; 2 — даурский плутон; 3 — асинские гранитоиды; 4 — зачикойская серия; 5 — нижнепалеозойские образования. Тектонические нарушения: 6 — достоверные; 7 — предполагаемые

Видимая мощность Даурского плутона (по вертикали) превышает 1500 м. Верхняя, доступная наблюдениям его часть имеет двухъярусное строение. Верхний ярус плутона представлен серией выступов, проникающих в складчатую толщу пород зачикойской серии (рис. 40).

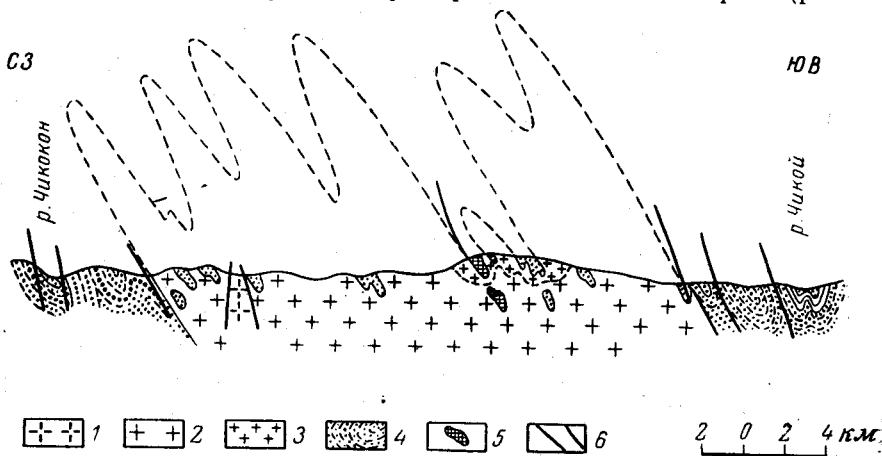


Рис. 41. Геологический разрез через Чиконокский хребет. По Ю. П. Деньгину
1 — граниты асакан-шумиловской интрузии. Даурский комплекс: 2 — порфировидные среднезернистые граниты; 3 — мелкозернистые контаминированные граниты; 4 — зачикойская серия; 5 — малханский комплекс; 6 — разрывные нарушения

В этом ярусе наблюдаются следующие формы интрузивных тел: 1) крутые гребнеобразные выступы (до 1000 м по вертикали); 2) невысокие плоские выступы с пологими склонами.

Нижний ярус плутона и пологие выступы над ним образуют поля сплошного развития гранитоидов, занимающие пониженные части рельефа. Гранитоиды, развитые в этих ярусах, заметно различаются по составу и структурам. Среди пород верхнего яруса плутона, например в Чиконокском хребте (рис. 41), наблюдаются следующие разновидности:

- 1) порфириовидные средне- и крупнозернистые биотитовые граниты (фацция центральных и глубинных частей выступов);
- 2) среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты (апикальная фацция);
- 3) мелкозернистые серые гранитоиды, в которых широко развиты процессы контаминации (краевая структурная фацция). Породы первых двух фаций нередко образуют инъекции (апофизы, дайки)

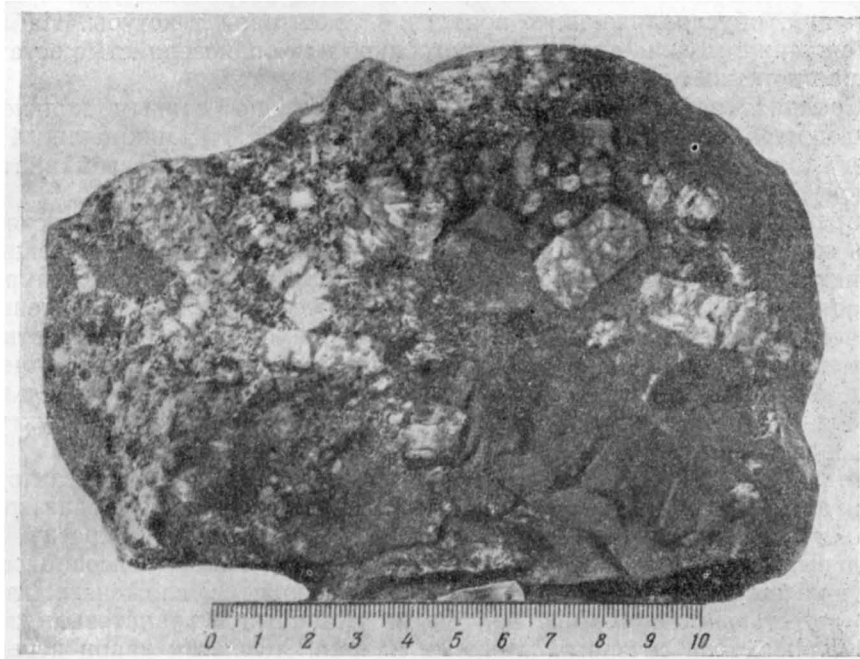


Рис. 42. Фельдшпатизация в биотитовом роговике, образовавшемся по песчанику. Фото Ю. П. Денгына

в гранитоидах краевой фацции. Нередко в инъекциях наблюдаются структуры течения, связанные с ориентировкой крупных таблитчатых кристаллов микроклина, плоских ксенолитов и полос гранитоидных пород различного состава.

Особенности строения гранитоидов указывают на формирование верхних частей плутона в условиях относительно малых глубин, что находит отражение в указанных выше структурах течения и масштабах контактового метаморфизма. Роговики здесь имеют слабое развитие и приурочены только к узкой (несколько сотен метров) зоне контакта. Лишь в ксенолитах, глубоко погруженных в тело массива, наблюдаются явления фельдшпатизации (рис. 42).

Порфириовидные средне- и крупнозернистые биотитовые граниты представляют собой серовато-белые (до светло-серых) породы с отчетливой порфириовидной структурой. Порфириовидные вкрапленники образованы кристаллами калиевого полевого шпата, количество их в гранитах в среднем 20—25%. Основная масса гипидиоморфнозернистая, реже аллотриоморфнозернистая, иногда гломерокристаллическая. Размеры зерен 1—5 мм, а в грубозернистых разновидностях 5—8 мм.

В состав основной массы входят: микролин или микроклин-пертит, кварц, олигоклаз (иногда слабо зональный), красновато-бурый биотит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рудный минерал, реже монацит и оранжевый или красновато-буроватый ортит; вторичные минералы приурочены к апикальной зоне и представлены серицитом, хлоритом, пелитовым веществом и мусковитом.

В апикальных частях массива в связи с контаминацией пород проследит увеличение количества биотита, часто встречающегося в виде скоплений, обуславливающих появление такситовой текстуры. Наблюдаются также мелкие включения роговиков или тонкозернистые остатки полурастворенных включений.

Средний состав порфировидных гранитов, по данным количественно-минералогических подсчетов, следующий (в %): микроклин 41,2; кварц 31,2; олигоклаз 22,8; биотит 4,5; ортит 0,2; акцессорные (apatит, циркон) 0,1.

Среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты макроскопически отличаются от порфировидных биотитовых гранитов следующими признаками: 1) менее резко выраженной порфировидной структурой; 2) часто встречающейся крупнозернистой структурой; 3) увеличением количества кварца до образования обогащенных кварцем участков; 4) уменьшением количества биотита и 5) более светлой, преимущественно белой со слабым сероватым оттенком, окраской. В отдельных случаях в них наблюдается средне-равномернозернистая структура типа гранулитовой с серыми изометричными зернами кварца.

Мелкозернистые серые гранитоиды, встреченные в приконтактовой части апикальных выступов массивов, имеют мелко- или среднезернистую, иногда порфировидную структуру и светло-серую окраску. На отдельных участках в них развита слабо выраженная гнейсовидность. Для них характерно присутствие мелких ксенолитов, сложенных кварцево-биотитовыми или амфиболитовыми сланцами и гранатовым кварцитом, иногда рассеченных жилками кварца. Жильный кварц нередко встречается в виде отдельных мелких ксенолитов.

Под микроскопом в гранитоидах наблюдаются аллотриоморфная, реже гипидиоморфнозернистая структуры и нередко микротакситовая текстура, обусловленная скоплениями мелкочешуйчатого биотита. Размеры зерен в породе 1—2, реже 3 мм. Минералогический состав пород непостоянный, в них наблюдаются серицитизированный кислый плагиоклаз (от олигоклаза до олигоклаза — андезина № 28), микроклин, кварц, красновато-бурый биотит; акцессорные: апатит, циркон, магнетит, ортит и минералы, связанные с явлениями контаминации — гранат, графит, зеленая роговая обманка. Характерно также присутствие постмагматических минералов: большого количества серицита (в плагиоклазе), мусковита и хлорита.

На отдельных участках наблюдаются существенно олигоклазовый гранит, а при понижении содержания кварца (до 10—18%) — кварцевый сиенит и кварцевый монзонит.

К жильной фации даурского комплекса относятся гранит-аплиты, аплиты и иногда пегматиты с турмалином и графитом, встречаемые в апикальных частях массивов и в узкой зоне ближнего экзоконтакта.

Гранитоиды, характерные для нижнего яруса плутона, вследствие плохой обнаженности еще слабо изучены. Они отличаются от описанных выше увеличением роли плагиоклаза и его несколько более основным (до андезина) составом. Количество кварца в них не ниже 20—

25%, содержание цветных компонентов несколько возрастает и, кроме биотита, нередко появляется роговая обманка.

Исследования последних лет позволили Ю. П. Деньгину в 1954 г. выделить наиболее позднюю субфазу Даурской интрузии, к которой относятся лейкократовые биотитовые граниты. Это существенно микроклиновые граниты, лишь в краевой фации переходящие в микрокли-

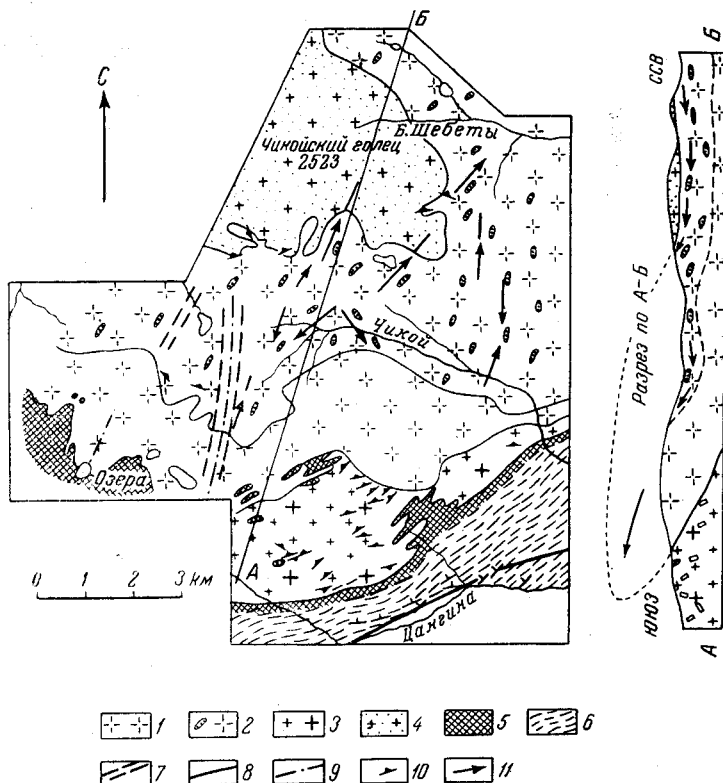


Рис. 43. Геологическая карта района Чикойского гольца.

По Л. А. Козубовой

Даурский комплекс (поздняя фаза): 1—лейкократовые биотитовые граниты; 2—то же, с ксенолитами. Главная фаза: 3—порфиридные биотитовые граниты; 4—мелкозернистые контаминированные граниты; 5—роговики; 6—филлиты; 7—зоны катаклизмов. Тектонические нарушения: 8—верхнепалеозойские; 9—мезозойские, 10—плоскостные структуры течения; 11—линейность

олигоклазовые разности. Иногда встречаются разновидности, в которых плагиоклаз представлен альбитом (№ 6). Граниты этой субфазы имеют интрузивные контакты с гранитоидами главной фазы. Они образуют мощные, часто крутопадающие дайки, штокообразные массы и плоские, пологопадающие плитообразные тела (рис. 43).

Возраст даурских гранитов определяется на основании следующих данных: 1) порфиридные биотитовые граниты главной фазы интрузии прорывают и метаморфизуют осадочные породы среднепалеозойской зачикойской серии и породы более ранних фаз даурского комплекса — основные ингодинские интрузии и асинские гранитоиды; 2) в валунах базального конгломерата нижнепермской гутайской свиты вместе

с нижнепалеозойскими гнейсовидными гранитами П. Е. Луненок в 1936 г. обнаружил гранодиориты и граниты, а А. Д. Щеглов в 1956 г. — лейкократовые граниты. Оба исследователя подчеркивают петрографическое сходство этих гранитов с «варисскими» гранитоидами. По рч. Мергень (левый приток р. Чикоя) базальный горизонт гутайской свиты залегает на биотитовых порфиоровидных гранитах, прорывающих породы зачиконой серии.

Определения абсолютного возраста порфиоровидных гранитов по аргонному методу (ВСЕГЕИ, Н. И. Полевая) дают по валовым пробам 200—210 млн. лет, а по биотиту из этих гранитов 220—235 млн. лет.

В рукописных и печатных работах ряда исследователей, изучавших геологическое строение междуречья Ингоды — Онона, а также бассейнов рек Кручины, Ульдурги, Нерчи (в пределах Восточного Забайкалья), отмечается широкое, нередко преобладающее развитие гранитоидов. Среди них выделяются гранитоиды, сходные с асинскими и даурскими.

С последними фазами даурского интрузивного комплекса (биотитовыми лейкократовыми гранитами) связаны оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения пегматитовой и кварцево-касситеритово-вольфрамовой формации, при разрушении которых образуются россыпи касситерита и вольфрамита.

В 1952 г. Ю. П. Деньгин обнаружил концентрацию графита в контактовых зонах интрузии. В 1938 г. В. И. Чаиркин с этими же гранитами связывал золотую и сульфидную минерализацию в среднем течении р. Ингоды.

Метаморфизм, связанный с габброидами даурского интрузивного комплекса, на контакте с кварцитовидными песчаниками проявляется в ороговиковании и появлении новообразований актинолита. Резких эндоконтактовых изменений в габбро не наблюдалось, в них отмечено лишь появление порфиоровидной структуры. Асинская интрузия имеет отчетливый абиссальный характер. Ее контактово-метаморфический ореол характеризуется мощностью в несколько сотен метров. При этом в зоне ближнего экзоконтакта (около 50 м) образуются кристаллические, иногда сланцеватые, роговообманково-биотитово-кварцевые роговики (за счет известковистого песчаника).

В зоне далекого экзоконтакта степень изменения пород понижается и ограничивается ороговикованием песчаников со слабой перекристаллизацией и актинолитизацией цемента с сохранением отчетливых реликтов псаммитовой структуры. В некоторых случаях (р. Чикокон) в кристаллических роговиках наблюдается мигматизация в полосе до 100 м шириной. При переработке известковистых песчаников происходит превращение их в кристаллически-зернистые породы, имеющие состав и структуру мелкозернистого меланократового кварцевого диорита или диорит-порфирита. Нередко в крупных ксенолитах возникают образования типа эруптивной брекчии или полосчатых инъекционных гнейсов.

Морфология интрузивных тел верхнего яруса даурских гранитоидов и их порфиоровидная структура свидетельствуют о гипабиссальных условиях образования верхней части интрузии. В нижнем течении р. Мензы породы, вмещающие интрузивы, глубоко изменены региональным метаморфизмом, а наложение контактового метаморфизма усиливает эти изменения. Характерно развитие широкого контактового ореола вокруг гранитов с образованием кварцево-биотитовых и кварцево-

роговообманковых кристаллических роговиков за счет пород песчаниково-сланцевого комплекса. В зонах непосредственного контакта нередко образуются гранато- и ставролитово-кварцево-биотитовые сланцы (сланцеватые кристаллические роговики).

В направлении на восток интенсивность контактовых изменений и мощность зон ороговывания заметно уменьшаются. Кварцево-биотитовые роговики возникают лишь в узкой (несколько сотен метров) зоне экзоконтакта и в ксенолитах. Наиболее типичными породами для контактовых зон даурского комплекса в Зачикийской горной стране являются биотитовые роговики, образовавшиеся за счет песчаников и глинистых сланцев, имеющих реликтовые псаммитовую и алевропелитовую структуры. Изредка встречаются кордиеритово-кварцево-биотитовые и скаполитово-кварцево-актинолитовые роговики.

Ю. П. Деньгин отмечает характерные для Даурской интрузии метасоматические явления. Они проявляются в сферических оваловидных текстурах, возникших при образовании метапласт микроклина за счет изменения брекчиевидной осадочной породы (рис. 44 и 45).

Хилокская зона. Гранитоиды описываемой возрастной группы занимают значительные пространства и в Хилокской зоне, но изучены здесь они гораздо слабее, чем в Зачикийской горной стране. Характерной особенностью этих пород является более щелочной состав по сравнению с их возрастными аналогами, развитыми в центральной части варисской складчатой зоны.

Варисские гранитоиды Хилокской зоны являются своеобразной разновидностью даурского интрузивного комплекса в геантиклинальной обстановке.

Гранитоиды этой зоны изучались А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1951б), И. В. Лучицким (1950), И. С. Валицкой, Б. А. Ивановым, Е. П. Бессолицыным, С. П. Коноплевым, Ю. П. Деньгиным, В. И. Фельдманом (1958), Л. А. Козубовой и др. Почти все исследователи различают среди варисских гранитоидов две крупные фазы внедрения.

Наиболее ранними проявлениями варисского магматизма, относящимися к первой фазе, являются основные и ультраосновные интрузии, образующие небольшие выходы (в виде ксенолитов) среди гранитоидов по всему полю их развития. Среди этих пород выделяются габбро, нориты, габбродиориты, лабрадориты, пироксениты и другие разновидности. По составу они аналогичны вышеописанным основным и ультраосновным породам даурского интрузивного комплекса.

Вторая фаза представлена разнообразными гранитоидами, которым разными исследователями присваивались различные местные названия, как, например, «балегинские», «хохотуйские», «широкинские» и др.

В разных частях описываемой территории морфология интрузивных тел различна. На востоке, в пределах хребта Цаган-Хуртэй, на северных отрогах Яблонового хребта, в бассейнах рек Блудной и Унго, они образуют единый крупный плутон, прорывающий отложения малханского метаморфического комплекса и ортинкской свиты среднего палеозоя.

В западной части рассматриваемой зоны, в междуречье Чикоя — Хилка, в бассейне р. Малеты, указанные граниты слагают крупные дайкообразные тела северо-западного направления, шириной до 10—15 км при протяженности до 30 км. В междуречье Хилка и Ингоды

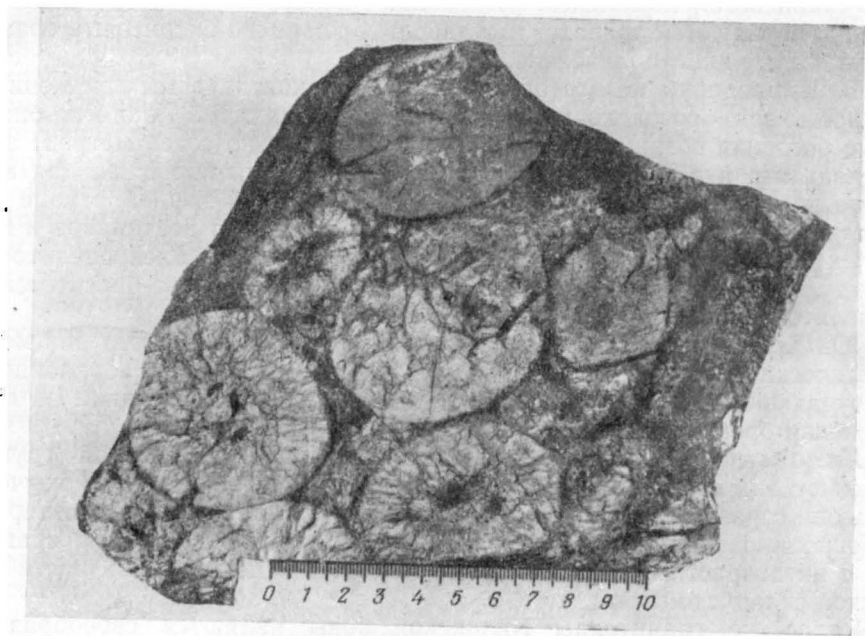


Рис. 44. Радиально-лучистые овоиды олигоклаза. В центре овоидов — гранитизированные обломки тектонической брекчии. Фото Ю. П. Денъгина.

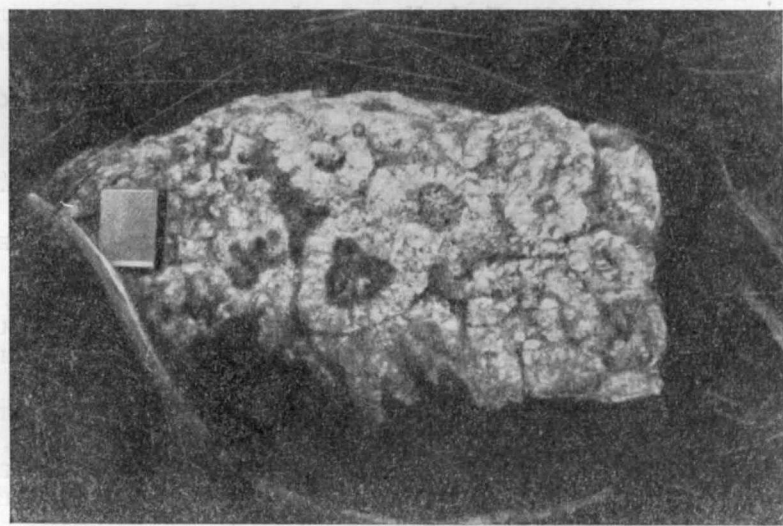


Рис. 45. Сферические метасоматические образования в гранитизированном ксенолите. По Ю. П. Денъгину

В. И. Фельдман (1958) среди описываемых гранитоидов по их составу и пространственному размещению выделяет следующие фации:

1. Главную интрузивную фацию, к которой относятся крупно- и среднезернистые, часто порфировидные биотитовые и реже биотитово-роговообманковые граниты и крупно- и среднезернистые лейкократовые граниты;

2. Гибридную краевую фацию, представленную гранодиоритами, диоритами, плагиогранитами, сиенитодиоритами, сиенитами и др.

3. Структурную краевую фацию, сложенную гранит-порфирами, сиенит-порфирами и плагиогранит-порфирами.

Между породами фаций наблюдаются постепенные переходы. Наличие этих фаций в других местах отмечается многими исследователями и является характерным для всего плутона.

Главная интрузивная фация слагает большую часть описываемой интрузии. Структурная и гибридная краевые фации обычно развиты по периферии плутона, а также слагают отдельные штокообразные и дайкообразные тела во вмещающих породах, чаще в непосредственной близости от крупных массивов.

Породы, относимые к главной интрузивной фации, представлены в основном биотитовыми и роговообманково-биотитовыми, реже лейкократовыми гранитами. Наиболее распространенные разновидности обладают средне- и крупнозернистыми структурами, часто с порфировыми выделениями калинатрового полевого шпата до 3—4 см по длинной оси. Цвет породы розовый, розовато-серый и серый. Для крупнозернистых разновидностей характерно неравномерное распределение кварца и цветных минералов. В отдельных случаях наблюдается грубопараллельная ориентировка минералов. Структура породы обычно гипидиоморфнозернистая, в разностях, обогащенных кварцем, приближается к гранулитовой.

Минералогический состав пород следующий: калишпат (микроклин, микропертит), кварц, плагиоклаз. Наиболее распространенным цветным минералом является биотит, роговая обманка встречается реже и в незначительных количествах (0—7%). Из аксессуарных отмечаются: рудный минерал, апатит, циркон, ортит, рутил, сфен; вторичные — эпидот, хлорит, мусковит, серицит.

Лейкократовые граниты отличаются от вышеописанных ничтожным содержанием цветных компонентов (до полного исчезновения), а также красно-розовым цветом. В этих гранитах иногда наблюдаются участки с пегматитовой структурой, местами в них отмечается грейзенизация.

Для гибридной краевой фации характерны диориты, гранодиориты, сиенитодиориты, сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты, распространенные на контакте с породами малханского и ортинского комплексов и нижнепалеозойских гранитоидов. Они также слагают отдельные выступы (сателлиты) среди пород кровли и связаны постепенными переходами между собой, а также с породами вышеописанной главной фации. Наличие в них большого количества ксенолитов вмещающих пород и неправильной формы скоплений цветных минералов говорит об их гибридном происхождении.

Гранодиориты макроскопически представляют собой крупнозернистые породы зеленовато-серого и серого цвета; структура их гипидиоморфнозернистая, местами порфировидная, в некоторых разновидностях — монцонитовая; в их состав входят: плагиоклаз (олигоклаз.

№ 22—27, реже андезин № 37), калинатровый полевой шпат, иногда решетчатый; кварц, зеленая роговая обманка, биотит, изредка пироксен; из аксессуарий в них встречаются магнетит, сфен, циркон, апатит; из вторичных минералов — эпидот, хлорит и серицит.

Диориты наблюдаются реже гранодиоритов и отличаются от последних большим количеством цветных (до 50%), отсутствием калиевого полевого шпата, более мелкозернистой структурой и темно-зеленым цветом. Обе разновидности развиты в окрестностях оз. Ирмень в бассейне рек Худун, Зун-Неметай и в других местах.

Сиениты, граносиениты и кварцевые сиениты связаны постепенными переходами с гранитами главной фации. Это — крупно- и среднезернистые породы серовато- и желтовато-розового цвета, структура их типидиоморфнозернистая, местами — микропегматитовая. Плагноклазы представлены только в виде микропертитовых вростков, в незначительных количествах присутствует кислый олигоклаз. В граносиенитах и кварцевых сиенитах кварца встречается до 15—20%, из цветных преобладает коричневый и зеленовато-коричневый биотит. Часто встречаются зеленая роговая обманка и немногочисленные зерна бесцветного моноклинного пироксена.

Породы структурной краевой фации представлены гранитами и сиенит-порфирами, плаггиогранитами и гранодиорит-порфирами. Все они имеют порфиристую структуру и образуют плавные переходы к нормальным гранитам главной фации.

Наиболее распространенными породами структурной фации являются гранит-порфиры, среди которых встречаются нормальные биотитовые, лейкократовые, а также щелочные (с эгирином) разновидности.

Сиенит-порфиры залегают преимущественно в виде даек и реже наблюдаются на контактах массивов, где они связаны постепенными переходами с порфиристыми сиенитами. По минералогическому составу они относятся к кварцевым сиенит-порфирам и делятся на биотитово-роговообманковые, роговообманковые и пироксеново-роговообманковые.

Плаггиогранит- и гранодиорит-порфиры развиты в бассейнах левых притоков р. Худуна. Это серые и зеленовато-серые тонкозернистые породы с вкрапленниками плаггиоклаза, кварца, реже калишпата, биотита и роговой обманки. Они характеризуются большой изменчивостью структурных признаков: участки с микрогранитовой, аплитовой и другими структурами встречаются иногда даже в одном шлифе.

С описанными гранитоидами, особенно с породами главной фации, связаны разнообразные жильные образования: гранит-порфиры, сиенит-порфиры, аплиты, кварцевые порфиры, пегматиты, диориты, диорит-порфириты и кварцевые порфириты. Они залегают либо в самих интрузиях, либо во вмещающих породах недалеко от них.

Метаморфизм, связанный с варисскими гранитоидами Хилокской зоны, изучен очень слабо. В 1958 г. Л. А. Козубова установила интенсивное воздействие варисских порфиристых гранитов на более древние породы и особенно на каледонские гранитоиды, которое проявляется в интенсивной микроклинизации вмещающих пород. В связи с этим на контактах с порфиристыми гранитами в каледонских гранитоидах образуются метабласты микроклина и полоски, представляющие собой микротрещины, вдоль которых первичные минералы раздроблены и сцементированы микроклином. С удалением от контакта метабласты микроклина и указанные полоски исчезают.

Магматизм верхнего палеозоя — нижнего мезозоя

После завершения активных складчатых процессов и мощной варисской интрузивной деятельности, проходившей, как это отмечено выше, в два этапа, геологическая обстановка в Центральном Забайкалье резко изменилась. На значительной части этой территории главную роль приобретают радиальные дислокации, с которыми связаны процессы эффузии и образование субвулканических и гипабиссальных интрузивных тел.

Среди горизонтов обломочных пород в этих вулканогенных комплексах на территории Бурятской АССР, смежной с Центральным Забайкальем, обнаружена флора, которая, по заключению Г. П. Радченко, датирует породы, содержащие ее, как образования верхней перми и нижнего триаса. Обнаружение в Центральном и Восточном Забайкалье верхнепермских осадков позволяет выделить единый комплекс, заключающий отложения перми и самых низов триаса. Как показывают фактические данные, самые верхние части этого комплекса находятся в краевой зоне пермского прогиба и, по-видимому, в пределах антиклинальных структур внутри этого прогиба.

В отдельных геосинклиналях пермской геосинклинальной системы, где устанавливаются мощные пермские интенсивно дислоцированные отложения, обстановка резко отлична, в связи с чем здесь находятся более глубинные гранитоидные интрузивы (кыринский комплекс).

Магматические образования, относимые к верхнему палеозою — нижнему мезозою, изучались Ю. П. Деньгиным (1929а, 1931а, 1956 и др.), М. С. Нагибиной (1948а и 1948б, 1951 и др.), А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1951а, 1951б), И. В. Лучицким (1940, 1954б и др.), Б. А. Ивановым (1947), П. Е. Луненком, А. Е. Дербиной, В. И. Фельдманом (1958), А. Я. Колтуном, В. П. Красновым, К. В. Барабашевым, Н. А. Ефимовым, Н. И. Тихомировым, В. В. Старченко (1957, 1958), Е. А. Беляковым, Н. Н. Чабан и др.

Хилокская зона. Магматические образования верхнего палеозоя — нижнего мезозоя в Хилокской зоне представлены обширными покровами эффузивов и прорывающими их интрузиями различного состава. В верхнем течении р. Хилка А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева (1951б) объединяли эффузивы в цаган-хуртэйскую эффузивно-осадочную свиту мезозойского (ближе неопределимого) возраста. В. И. Фельдман (1958) рассматриваемые эффузивы считает одновозрастными с аналогичными пермо-триасовыми образованиями Западного Забайкалья.

Цаган-хуртэйская эффузивная серия. Цаган-хуртэйская эффузивная серия слагает значительные пространства в бассейне среднего и верхнего течений р. Хилка. В ее состав входят, по мнению В. И. Фельдмана (1958) и других геологов, три согласно залегающие свиты (снизу вверх): 1) худун-саганская, 2) хилокская и 3) хилинская. В настоящее время в легенде к региональной геологической карте эти свиты названы соответственно: 1) петропавловская, 2) тамирская и 3) цаган-хунтэйская. На прилагаемой к тому карте эти отложения показаны как эффузивы верхнего палеозоя — нижнего мезозоя.

Петропавловская свита представлена андезитовыми и андезитодацитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Порфириты являются плотными породами зеленовато- и темно-серого цвета с порфировыми структурами. Вкрапленники представлены олигоклаз-андезином и андезином, изредка пироксеном и биотитом. Основная

масса имеет пилотакситовую и микролитовую структуры и состоит из плагиоклаза, пироксена и биотита; в подчиненном количестве присутствуют кварц и калишпат. Туфы и туфобрекчии характеризуются четкими пирокластическими структурами (которые иногда преобладают) чередующимися с эффузивными. Мощность основных эффузивов 250 м. Возраст петропавловской свиты определяется в пределах верхней перми — нижнего триаса на основании находок флоры на территории Бурятской АССР.

Тамирская свита сложена кварцевыми и кварцсодержащими порфирами, фельзит-порфирами и их пирокластическими образованиями. Обычно это светлоокрашенные массивные породы (розоватые, светло-серые и белые), на 50% состоящие из вкрапленников (отсутствующих в фельзитах) кварца, калишпата, плагиоклаза и биотита. Основная масса — кварцево-полевошпатовая с микрофельзитовой, криптопиклитовой и иногда сферолитовой структурами. Среди пирокластических пород выделяются агломераты, лавобрекчии, туфобрекчии, лавы и туфолавы. Мощность свиты достигает 350 м. По флоре, обнаруженной в отложениях этой свиты, ее возраст считается нижнетриасовым.

Цаган-хунтэйская свита трахитов и трахидацитов имеет небольшое распространение. Мощность ее 200—250 м. Слагающие ее породы (трахиты, трахидациты, кератофиры и ортофиры) розовато- и пепельно-серого цвета. Структура пород порфировая. Вкрапленники представлены прозрачными калиевыми полевыми шпатами, олигоклаз-андезином и биотитом. Основная масса имеет микролитовую и витрофиловую структуры и состоит из плагиоклаза и калиевого полевого шпата с небольшим количеством кварца, биотита, рудного минерала и стекла. Возраст свиты определяется условно как нижнетриасовый.

Анализ распределения эффузивов и их пирокластов позволяет наметить несколько крупных центров излияний. По-видимому, можно говорить о преобладании извержений центрального типа (Фельдман, 1958). В западной части Читинской области по правобережью р. Чикоя, ниже с. Красный Чикой, также широко развиты эффузивы рассматриваемой серии.

По данным П. Е. Луненка, общий разрез этих эффузивов следующий (снизу вверх):

1. Базальные конгломераты и песчаники	100 м
2. Нижний эффузивный горизонт: диабазовые и плагиоклазовые порфириты с прослоями агломератовых туфов	200 „
3. Туфопесчаники и туфоконгломераты (агломератовые туфы), перемежающиеся с эффузивами	500 „
4. Верхний эффузивный горизонт: фельзиты бескварцевые, реже кварцевые порфиры с прослоями агломератовых туфов	300 „

Первые два горизонта этого разреза можно сопоставить с петропавловской свитой, а последние — с тамирской свитой.

Основные эффузивы представлены плагиоклазовыми, авгитовыми, амфиболовыми, базокварцевыми и другими порфиритами. Это плотные, большей частью порфировые породы черно-зеленого или черного цвета с фиолетовым оттенком.

Кислые эффузивы характеризуются зернистой порфировой структурой и светлой окраской розовых оттенков. В некоторых случаях отмечаются мелкопористые разности. Среди них различают фельзиты, сферолитовые фельзиты, кварцевые и бескварцевые порфиры. Ю. П. День-

гин выделяет описываемые эффузивы в жиндоконскую свиту предположительно верхнекаменноугольного возраста. П. Е. Луненок считает их допермскими на основании присутствия гальки эффузивов в составе пермских конгломератов.

В 1958 г. Н. П. Костюков и А. А. Козубова установили (в окрестностях с. Маржитуй), что пермские отложения с морской фауной вверх по разрезу постепенно замещаются эффузивами, представляющими единое поле с эффузивами, описанными выше по П. Е. Луненку.

Интрузивные образования, прорывающие отложения цаган-хуртэйской серии. Эффузивно-туфовые образования цаган-хуртэйской серии прорываются интрузиями, представленными различными по величине штоками и дайками разнообразного состава. По формам залегания, структурным и текстурным особенностям они являются в большинстве случаев типичными гипабиссальными интрузиями. В. И. Фельдман (1958) установил следующую последовательность внедрений (от древних к молодым): 1) габбро-диабазы и габбро; 2) аляскитовые граниты, гранит-порфиры и сиенит-порфиры; 3) щелочные породы (граниты, грорудиты, сельвсбергиты и др.).

Габброиды имеют незначительное распространение. Они образуют небольшие штоки ($1-2 \text{ км}^2$) и жилы в верховьях рек Черный Жепхес, Зун-Неметей и др. Макроскопически это темно-серые крупнозернистые (в краевой фации мелкозернистые) породы габбровой и габбро-офитовой структуры, всегда в значительной степени амфиболизированные. В их состав входят лабрадор № 52—57, авгит, гиперстен, оливин, амфибол, единичные чешуйки биотита, рудный минерал и шпинель. По минералогическому составу среди габброидов различают габбро, оливиновое габбро, габбро-нориты, а в мелких дайках — габбро-диабазы.

Гранитоиды являются наиболее распространенными породами описываемого комплекса. Они слагают небольшие штоки площадью ($30-100 \text{ км}^2$) и дайки в хребте Цаган-Хуртэй, в бассейне р. Кулрукты и в других местах. По структуре и минералогическому составу выделяются аляскитовые граниты, гранит- и сиенит-порфиры, а также кварцевые порфиры. Отдельные массивы имеют четкое зональное строение: центральные части сложены равномернозернистыми аляскитовыми гранитами, которые по направлению к контактам переходят в гранит- и сиенит-порфиры, а непосредственно на контактах и в дайках — в кварцевые порфиры. Аляскитовые граниты представляют собой светло-серые и розовато-серые среднезернистые породы и имеют следующий состав (в %): калишпат 60—65, кварц 20—30, плагиоклаз — 5—10; изредка встречается биотит. Гранит- и сиенит-порфиры имеют между собой постепенные переходы. По внешнему виду это массивные порфиновые породы светло-серого, розовато-серого и розового цвета. Вкрапленники представлены калишпатом, кварцем, изредка альбит — олигоклазом и составляют от 10 до 70% объема породы. Основная масса имеет микрографическую и микропегматитовую структуры и состоит из калишпата, плагиоклаза, кварца и рудного минерала. Во вкрапленниках и в основной массе изредка отмечаются биотит и хлоритизированный амфибол. Кварцевые порфиры отличаются скрытокристаллической основной массой.

Щелочные породы образуют многочисленные штоки и дайки в хребте Цаган-Хуртэй. Значительно реже они встречаются по левобережью р. Хилка. Среди щелочных пород выделяются граниты, грорудиты, сельвсбергиты, сферолитовые щелочные порфиры.

Щелочные гранитоиды распространены главным образом по правобережью р. Хилка, приурочиваясь к центральным частям хребтов Цаган-Хуртэй и Цаган-Дабан. Здесь они слагают довольно значительные площади. Более мелкие их выходы известны по левобережью р. Хилка (хребет Ахта), в окрестностях Петровского Завода и в других местах. Среди щелочных гранитоидов выделяются эгириновые, эгирино-рибекитовые и эгирино-арфведсонитовые граниты и сиениты, аляскитовые граниты с цветными щелочными минералами.

По данным А. А. Арсеньева, Е. А. Нечаевой (1951б) и В. И. Фельдмана (1958), щелочные гранитоиды представляют собой крупно- и среднезернистые, иногда гигантозернистые массивные породы сиренево-серого, розового и реже кирпично-красного цвета, часто с миаролитовой текстурой.

Различие между гранитами, граносиенитами и сиенитами заключается только в содержании кварца (от 45% в некоторых гранитах до полного отсутствия в сиенитах). По количеству цветных (от 1 до 15%); среди этих пород можно выделить лейкократовые, мезо- и меланократовые разновидности (Арсеньев, Нечаева, 1951).

Главными породообразующими минералами щелочных гранитоидов являются: микропертит, кварц, щелочные амфиболы и эгирин, а в некоторых разновидностях — биотит и альбит; из акцессорных в них встречаются: циркон, апатит, магнетит, сфен, нередко — флюорит и монацит.

В табл. 13 приведен средний минералогический состав (по В. И. Фельдману) щелочных пород этого района (в %):

Таблица 13

Название породы	Минералы					
	калинатро- вый полевой шпат	кварц	эги- рин	щелоч- ные ам- фиболы	плагио- клаз	био- тит
Эгириновые граниты	58	35	7	—	—	—
Эгирино-амфиболовые граниты	59	34	4	3	—	—
Аляскитовые граниты с цветными щелочными минералами	60	36	1,4	0,4	1,0	0,6
Щелочные сиениты	90	6,7	0,8	2,0	—	—

Большинство исследователей подчеркивает свежесть этих пород и слабое проявление постмагматических изменений. Структуры описываемых пород гипидиоморфнозернистые, местами порфиридные, а в бескварцевых лейкократовых сиенитах — призматически-зернистые. С охарактеризованными породами связаны дайки щелочных пегматитов, жильных эгириновых гранит-порфиров и мелкозернистых щелочных гранитов.

Грорудиты, сельвсбергиты, щелочные порфиры прорывают вышеописанные щелочные граниты в виде даек. По внешнему облику это голубовато-серые и голубовато-зеленые породы с тонкозернистой (до стекловатой) основной массой и вкрапленниками кварца и полевого шпата, реже арфведсонита и рибекита. Вкрапленники составляют от 15% до 50% объема породы, часто корродированы. В афанитовых породах вместо вкрапленников наблюдаются псевдосферолитовые образования. Сельвсбергиты имеют во вкрапленниках лишь калиевый полевой шпат,

группы — калишпат и кварц. Их основная масса имеет микроаллотриоморфнозернистую, микролитовую и микропойкилитовую структуры и состоит из калишпата, щелочных амфиболов, реже эпидота, кварца и единичных зерен рудных минералов.

Указанный комплекс интрузий прорывает эффузивы цаган-хуртэйской серии. Верхняя возрастная граница этих интрузий определяется наличием их пород в составе галек предположительно юрских отложений (харюлгатинская свита).

Зачикойская зона. В Зачикойской зоне нижнемезозойские магматические образования представлены, по данным Ю. П. Деньгина, асакан-шумиловским интрузивным комплексом гранитоидов, которые сла-

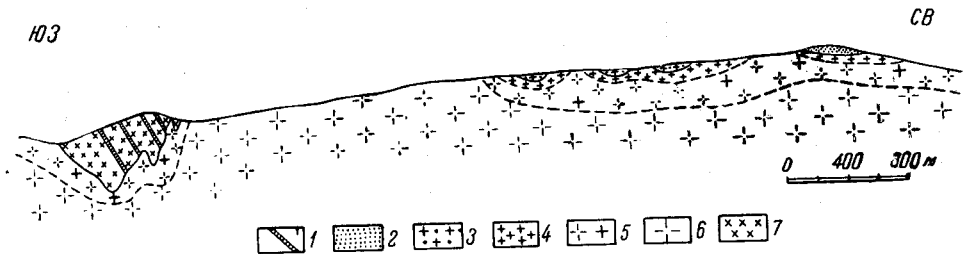


Рис. 46. Геологический разрез через массив аляскитоидных гранитов асакан-шумиловского комплекса (верховья рч. Семисотки). По Ю. П. Деньгину

1 — дайка гранит-аплита; 2 — контаминированные гранит-аплиты; 3 — гранит-порфиры; 4 — мелкозернистые порфировидные граниты; 5 — среднезернистые порфировидные лейкократовые граниты; 6 — среднезернистые аляскитоидные граниты; 7 — гранодиориты (асинский комплекс)

гают многочисленные плутоны различных размеров, вытягивающиеся полосой северо-восточного простирания.

Наиболее крупный и хорошо изученный массив расположен в среднем течении р. Чикоя (между указанной рекой и ее левым притоком — р. Чикокон). Массив вытянут в северо-восточном направлении, длина его 50 км при средней ширине 15 км. Он изучался Ю. П. Деньгиным, В. А. Андрушук, Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1956а) и др.

По данным Ю. П. Деньгина, это трехинный плутон, юго-западная часть которого резко погружается под гранитоиды асинского комплекса, образуя в последних ряд узких выклинивающихся апофиз, представленных гранит-порфирами и мелкозернистыми гранитами. В эрозионном срезе массив вскрыт на глубину 500 м, что позволяет проследить по вертикали смену слагающих его структурных фаций (рис. 46). Глубинная фация представлена средне-равномернозернистым аляскитоидным биотитовым гранитом и аляскитом. По направлению к апикальной части в породах появляется неотчетливая порфировидная структура, которая более четко наблюдается по мере приближения к зоне, сложенной мелкозернистыми порфировидными гранитами, сменяющимися аляскитоидными гранит-порфирами. Однако местами наблюдается внедрение среднезернистых гранитов в гранит-порфиры и даже ксенолиты последнего в аляскитоидном граните (рис. 47). Для среднезернистых фаций гранитоидов характерно присутствие гнезд и линзовидных полос пегматоидного характера с миароловыми пустотами, выполненными друзами кристаллов микролина и мориона. В теле массива, преимущественно в его апикальной части, наблюдаются гнездообразные участки грейзенизированной

ванного гранита и кварцево-мусковитового грейзена с топазом и флюоритом. Жильные дериваты комплекса представлены аплитами, гранит-аплитами, пегматитами (иногда с бериллом) и кварцево-полевошпатовыми жилами.

Аляскитоидные биотитовые граниты, являющиеся наиболее распространенными породами асакан-шумиловского комплекса, имеют среднезернистую гипидиоморфнозернистую или гранулитовую структуру и однородную, реже пятнистую и миаролитовую текстуру. Окраска породы разнообразная — от белой до красно-бурой, в ней примерно в равных количествах присутствуют микроклин, альбит и кварц, содержание биотита не превышает 3%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, монацитом и редко топазом, кроме того встречаются мусковит и топаз пневматогенного генезиса.

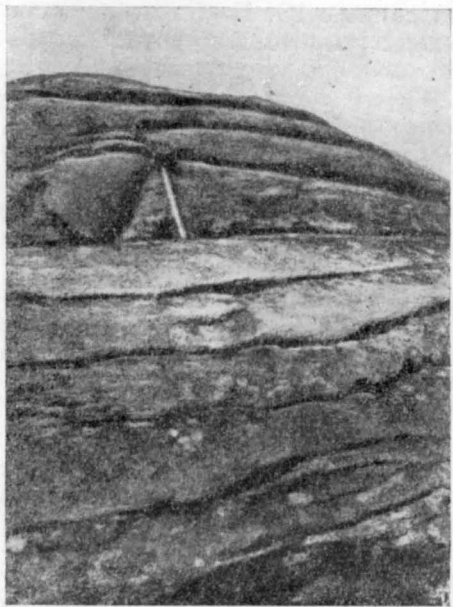


Рис. 47. Ксенолит лейкократового гранит-порфира в аляскитоидном биотитовом граните (верховья р. Асакана).
Фото Ю. П. Деньгина

Мелкозернистые лейкократовые граниты и гранит-порфиры отличаются от аляскитоидных гранитов порфировидным сложением и тонкоили мелкозернистой основной массой. Порфировые выделения представлены олигоклазом, микроклинпертитом, кварцем и биотитом.

В породах асакан-шумиловского комплекса широко развиты явления автопневматолиза, выраженные в мусковитизации биотита и полевых шпатов, в превращении циркона в малакон и в появлении новообразований флюорита. Породы при автопневматолизе изменяются следующим образом: аляскитовый гранит — мусковитовый гранит — грейзен — мусковитовый грейзен — рудный грейзен

зенизированный гранит — мусковитовый грейзен — рудный грейзен (Григорьев, Доломанова, 1955).

П. И. Налетов и Е. П. Бессолицын (1947) считали интрузии асакан-шумиловского комплекса заключительной фазой даурского комплекса, Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова (1955) рассматривали их как краевую фацию даурского плутона, переработанную автопневматолитовыми процессами. Выделение рассматриваемой интрузии в качестве самостоятельного более молодого комплекса, в соответствии со взглядами Ю. П. Деньгина, подтверждается следующими фактами: 1) наличием рвущих контактов у асакан-шумиловских гранитов с даурскими; 2) приуроченностью плутонов асакан-шумиловского комплекса к структурным линиям, независимым от конфигурации вмещающих палеозойских пород и даурских гранитоидов; 3) абсолютным возрастом, определенным по самарскиту и монациту, равным 180—190 млн. лет (по материалам Ив. Ф. Григорьева), а также по аргоновому методу, который показал 155—165 млн. лет (ВСЕГЕИ, Н. И. Полевая), но этот результат, по-видимому, дает заниженное определение возраста пород.

Таким образом, более надежные определения абсолютного возраста, произведенные гелиевым методом, дают границу перми и триаса.

Даурская зона. Магматические образования данного этапа широко развиты в Даурской зоне в районах гольцов Сохондо, Хонин-Чулун, в бассейне р. Кыра-Былыра, вдоль западной окраины Агинского палеозойского поля. Они изучались М. С. Нагибиной (1947 и др.), А. В. Сергиевским, Н. С. Валицкой (1938), Т. И. Кудиновой, А. Я. Колтуном, Н. И. Тихомировым (1956), Е. А. Беляковым, В. В. Старченко (1957, 1958) и др.

Кыринский интрузивный комплекс гранитоидов. Этот комплекс прорывает установленные в Центральном Забайкалье пермские отложения и выделен впервые Н. И. Тихомировым (1956), который предполагает широкое развитие послепермских гранитоидов в междуречье Онсна и Ингоды.

Кыринские гранитоиды, представленные главным образом гранодиоритами, кварцевыми диоритами и гранитами, развиты на водоразделах рек Агуца — Кыра — Онон. На северных склонах Даурского хребта они сменяются типичными даурскими порфировидными гранитами, часто лейкократовыми, которые прослеживаются на запад широкой полосой вдоль рек Ингоды и Чикоя, а в бассейне р. Мергень их галька встречена в конгломератах, относящихся к пермскому возрасту.

Внедрению крупных интрузий кыринского комплекса предшествовало внедрение «добатолитовых» малых интрузий хангорукского комплекса, представленных, по материалам Н. И. Тихомирова и А. Н. Ефимова, небольшими штоками гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров и прорывающими их дайками фельзитов, кварцевых порфиров и микрогранитов.

Малые интрузии хангорукского комплекса широко развиты по левобережью р. Онона и по обеим сторонам Алтано-Кыринской мезозойской депрессии. Определение абсолютного возраста хангорукских гранодиорит-порфиров аргонным методом дало цифру 210 млн. лет, кварцевых порфиров — 180 млн. лет (анализ произведен во ВСЕГЕИ Н. И. Полевой по валовым пробам из образцов Н. И. Тихомирова).

В кыринском комплексе А. Н. Ефимов в 1956 г. выделил две фазы: 1) гранодиориты и кварцевые диориты; 2) биотитовые и биотит-рогово-обманковые граниты, имеющие четкие рвущие контакты с породами первой фазы. Гранодиориты представляют собой мелко- и среднезернистые породы серого цвета. Кварцевые диориты, развитые в эндоконтактных частях массивов, имеют темно-серый цвет, преобладающими минералами являются плагиоклаз (обычно андезин № 30—45) и кварц; калишпат содержится в количестве 10—15%; цветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой, количество которых (особенно роговой обманки) возрастает в приконтактных частях с одновременным уменьшением содержания кварца, и породы часто переходят в кварцевый диорит.

Биотитовые граниты, секущие гранодиориты, наблюдаются по периферии массивов, сложенных гранитоидами. Часто они развиты среди порфировидных гранитов даурского комплекса. Это средне- и крупнозернистые породы серого и розовато-серого цвета, состоящие из калишпата плагиоклаза, кварца и биотита. Роговая обманка встречается редко. Для некоторых массивов характерны миаролитовые пустоты размером 2—10 см, выполненные кристаллами кварца и полевых шпатов.

В последние годы Е. В. Беляковым, А. В. Аргутиным, В. П. Красновым, В. В. Старченко установлена следующая последовательность внедрения гранитоидов в бассейнах рек Кыры и Былыры (от древних к молодым): 1) диориты; 2) кварцевые диориты и гранодиориты; 3) лейкоократовые граниты; 4) мелко-среднезернистые биотитовые и роговообманково-биотитовые гранодиориты; 5) порфиroidные биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, реже гранодиориты. Образования последних двух фаз относятся к послепермскому кыринскому комплексу; возраст первых трех фаз окончательно еще не решен. Возможно, они относятся к даурскому комплексу.

Гранитоиды кыринского комплекса прорывают пермские отложения хапчерангинской свиты, сами прорваны нижнемезозойскими гипабиссальными интрузиями и перекрыты эффузивами среднего и кислого состава того же возраста (сохондинская формация). Абсолютный возраст кыринских гранитоидов равен 170—190 млн. лет (верхняя пермь — триас).

Кыринский интрузивный комплекс сопровождается многочисленными дайками мелкозернистых гранитов, аплитов, а также пегматитовыми и лампрофировыми жилами. Контактный метаморфизм в связи с кыринским интрузивным комплексом проявлен в образовании зон гнейсов (мощностью в несколько десятков метров) и роговиков (первые сотни метров).

Сохондинский субвулканический и харалгинский гипабиссальный комплекс. Магматические породы, широко развитые в районах гольцовых групп Сохондо и Хонин-Чулун, в верховьях рек Бырцы, Былыры, Акши и Курулги и вдоль окраины Агинского палеозойского поля, выделяются в настоящее время в сложную интрузивно-эффузивную формацию, в состав которой входят разнообразные гипабиссальные и субвулканические интрузии и сопутствующие им покровы эффузивов, причем последние в большинстве случаев (гольцы Сохондо, верховья р. Курулги — рч. Береи) почти нацело уничтожены, и на поверхность выведены эродированные крупные вулканические аппараты. В состав формации входят разнообразные породы — дациты, кварцевые порфиры и фельзиты, гранит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты, плагιοграниты, гранодиориты, аляскитовые и лейкоократовые граниты и другие породы.

В районе гольцов Сохондо, в верховьях р. Курулги (рч. Берея) и в некоторых других местах эти породы, представляющие каждая самостоятельную фазу внедрения, сосредоточены на сравнительно небольших площадях и образуют сложные многофазные гипабиссальные и субвулканические интрузивные образования типа штоков, лакколитообразных тел и т. п. Последовательность внедрения сходных по составу магм в различных местах была одинакова. Иногда отдельные фазы рассматриваемой формации проявились обособленно, не образуя сложных тел (дациты пади Хотун, аляскитовые граниты Даурского хребта и др.).

Наиболее хорошо изученными являются комплексы гольцов Сохондо и р. Береи. В районе гольцов Сохондо, по данным М. С. Нагибиной (1947) и других геологов, они образуют сложный вулканический аппарат с сохранившимися в виде даек, штоков и лакколитообразных тел каналами излияния. Здесь же наблюдаются небольшие остатки покровов. На основании изучения контактов между породами А. Я. Колтун (1947), Е. В. Беляков (1957), В. В. Старченко (1958) установили такую

последовательность внедрений пород отдельных фаз (от древних к молодым):

1. Сохондинский комплекс

Порфиroidные плагиограниты и гранодиорит-порфиры.

Кварцевые порфиры и диорит-порфиры.

Плагиопорфиры и кварцевые порфириты (встречаются в интрузивном и эффузивном залегании).

Дациты темно-серые и серые (образуют также субвулканические интрузии и покровы).

2. Харалгинский комплекс

Биотитовые и лейкократовые граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры.

В верховьях рек Курулги и Былыры, по данным Е. А. Белякова и В. И. Шулики, последовательность внедрения пород отдельных фаз следующая (от древних к молодым):

1. Сохондинский комплекс

Плагиограниты и гранодиорит-порфиры.

Порфиры дацитовые зеленовато-серые.

Порфириты диоритовые.

Гранит-порфиры роговообманково-биотитовые.

Дациты серые и темно-серые.

2. Харалгинский комплекс

Граниты розовые, гранит-порфиры биотитовые, сиенит-порфиры, переходящие изредка в покровы кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и их туфов.

В районе гольцов Сохондо и в верховьях р. Курулги указанные породы в большинстве случаев образуют штоки, дайки и лакколитообразные тела. Известны также небольшие (до 10—20 км²) реликты покровов плагиопорфиров, дацитов и кварцевых порфиров, переходящие непосредственно в штоки этих же и более раскристаллизованных пород (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др.). Дациты, плагиопорфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты и другие разновидности пород сохондинского комплекса представляют собой массивные плотные породы темно-серого, зеленовато-серого цвета с отчетливой порфировой структурой. Вкрапленники этих пород представлены плагиоклазами, биотитом, роговой обманкой, кварцем и калишпатом. Основная масса, состоящая из тех же минералов, мелкозернистая, изредка стекловатая.

Харалгинские аляскитовые и биотитовые граниты представляют собой среднезернистые массивные породы мясо-красного и розовато-серого цвета; они состоят главным образом из розового калишпата и округлых зерен кварца темно-серого цвета. Граниты обычно слагают центральные части отдельных плутонов, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры развиты в эндоконтактах массивов, а также образуют самостоятельные дайковые тела.

Наиболее крупные штокообразные и дайкообразные интрузии харалгинских гранитов встречены в бассейнах рек Харалги, Курулги, в верховьях рек Букукуна, Ингоды и Чикоя, в районе г. Сохондо и

в других местах. Отметим, что гранитоиды харалгинского комплекса чрезвычайно сходны по своим петрохимическим особенностям и характеру плутонов с интрузиями кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья, особенно с Соктуевским массивом, для которых доказан послесреднеюрский возраст. Сходство усиливается и тем, что с интрузиями обоих комплексов связана однотипная оловянно-вольфрамовая минерализация.

Охарактеризованные интрузивно-эффузивные образования рассматривались многими геологами как верхнеюрские (Нагибина, 1947 и др.). В последнее время установлено, что эти образования прорывают и перекрывают пермские отложения и кыринские гранитоиды и в свою очередь содержатся в гальке конгломератов средне-верхнеюрской букукунской свиты, а также перекрываются синхроничными ей эффузивами джаргалантуйской свиты. Условно возраст интрузий сохондинского и харалгинского комплексов считается нижнемезозойским.

Соотношения пород сохондинского и харалгинского комплексов с отложениями нижней и средней юры окончательно не выяснены. Отмечается, что в этих отложениях встречены породы, очень сходные с образованиями сохондинского комплекса (дациты, гранодиорит-порфиры); типичные гальки харалгинских гранитов и гранит-порфиров здесь не встречены. Учитывая большое сходство пород харалгинского и кукульбейского комплексов и то, что соотношения ниже-среднеюрских отложений с харалгинским комплексом не изучены, нужно иметь в виду, что харалгинские граниты и, возможно, породы сохондинского комплекса могут оказаться близкими по возрасту с образованиями соктуевского массива кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья.

Единичные определения абсолютного возраста некоторых пород сохондинского комплекса, произведенные аргоновым методом, дают цифры 165—175 млн. лет (определения Н. И. Полевой в лаборатории ВСЕГЕИ из образцов Н. И. Тихомирова).

Метаморфизм в связи с интрузиями этого комплекса проявился довольно многообразно. В большинстве случаев вмещающие породы на контактах эпидотизированы, серицитизированы и ороговикованы. Ширина контактовых ореолов этого типа колеблется от нескольких метров до 50 м. В некоторых случаях, особенно на контактах изолированных массивов гранитоидов, залегающих в песчаниково-сланцевых отложениях палеозоя (верхнеингодинский штук и др.); наблюдаются зоны развития контактовых гнейсов и фельдшпатизации мощностью 5—10 м, которые затем переходят в зону роговиков шириной в первые сотни метров.

Магматизм верхнего мезозоя

Полученные в последние годы данные позволяют в истории мезозойского магматизма выделить два этапа: первый, отвечающий средней — верхней юре, и второй — нижнемеловой эпохе.

Первый этап характеризуется широким развитием процессов поверхностного вулканизма и наличием магматических образований в интрузивном залегании. В ряде случаев устанавливается тесная связь интрузий с покровами эффузивов, корнями которых они, по-видимому, являются. Для второго этапа характерны лишь незначительные по масштабам проявления поверхностного вулканизма. В Даурской зоне характер мезозойского магматизма сходен с таковым для краевых зон

Восточного Забайкалья. На остальной территории, где имели место только глыбовые перемещения, вулканогенные образования приурочены к разрывным нарушениям.

Магматизм средне-верхнеюрский

Большинство исследователей (Нагибина, Луненок, Коноплев, Денгин, Дербина, Тихомиров и др.) считали описываемые мезозойские вулканогенные образования верхнеюрскими. В результате работ В. И. Фельдмана (1958), В. В. Старченко (1957, 1958), И. Н. Фомина и В. И. Лашманова (1958) и других геологов наметилась возможность выделить в них средне-верхнеюрские и верхнеюрские комплексы.

Хилкокская зона. Средне-верхнеюрские вулканогенные образования на указанной территории представлены харюлгатинской эффузивно-осадочной свитой, которая параллелизуется с однотипными осадочно-вулканогенными отложениями низовий р. Чикоя, где (в окрестностях дер. Береговой) была встречена фауна ферганоконх среднеюрского возраста (Мартинсон, 1957).

Эффузивы харюлгатинской свиты широко развиты в бассейнах рек Блудной, Арея и левых притоков р. Хилка (рек Харюлгаты, Гарека и др.). Они образуют прослой и горизонты мощностью 30—50 м в песчано-конгломератовых континентальных отложениях. По составу В. И. Фельдман (1958) среди них выделяет фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, а также их туфы и туфобрекчии (агломератовые, витрофировые и кристаллолитокластические); отмечаются и более основные разности: андезито-дацитовые порфириты, андезиты, базальты и диабазы, часто эффузивный материал присутствует в осадочных отложениях в виде лавового и туфового цемента в лавоконгломератах.

Кислые эффузивы обладают порфировыми структурами, флюидальными и массивными текстурами. Цвет их преимущественно серый и зеленовато-серый. Основные и средние разности обычно имеют миндалекаменную текстуру и характеризуются темными оттенками бурого, зеленого и фиолетового цвета. Количественное соотношение между осадочными и эффузивными породами в харюлгатинской свите в разных местах колеблется в широких пределах. На участках, тяготеющих к мезозойским тектоническим депрессиям (например, по р. Харюлгате), преобладает осадочный материал, в удалении от депрессий (реки Арей, Хилкосон) — эффузивный. Кислые эффузивы, приуроченные к верхней части разреза харюлгатинской свиты, выделяются в бальзойскую свиту.

Дайки и штоки диабазовых порфиритов, кварцевых порфиров и фельзитов, широко развитых в пределах Малханского и Яблонового хребтов, по-видимому, синхроничны указанным эффузивам. В некоторых местах они сопровождаются небольшими покровами кислых эффузивов. По своим петрографическим особенностям они тождественны аналогичным излившимся породам харюлгатинской и бальзойской свит.

Зачикойская и Даурская зоны. В Зачикойской горной стране мезозойские эффузивные образования первого этапа представлены кислыми туфами и туфолавами, встреченными в верхней части разреза среднеюрских отложений Урлукской котловины, расположенной к северо-западу от дер. Гутай.

В результате исследований последних лет (Старченко, 1957, 1958; Е. В. Беляков 1960 г. и др.) мезозойские эффузивные и эффузивно-осадочные образования Даурской зоны расчленены на три свиты:

1) букукунскую эффузивно-осадочную (средняя — верхняя юра), развитую в межгорных депрессиях;

2) джаргалантуйскую (хонин-чулунскую) эффузивно-туфогенную свиту (средняя — верхняя юра), распространенную в пределах глыбовых антиклиналей и по бортам депрессий;

3) бырцинскую эффузивную свиту (верхняя юра).

Букукунская свита сложена исключительно кислыми разностями эффузивов. В Букукунской впадине они представлены белыми тонкослоистыми и тонколистоватыми пепловыми туфами и темно-серыми туффитами. Пепловый материал поступал, очевидно, при пепловых извержениях в районе гольцов Хонин-Чулун, в местах образо-

ЮЗ

СВ

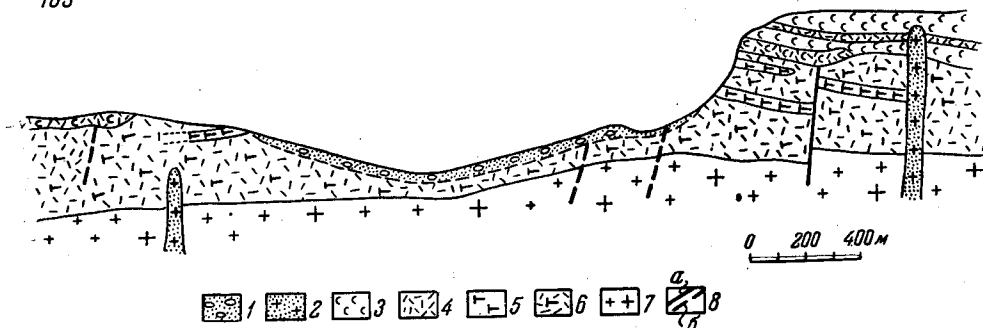


Рис. 48. Геологический разрез отложений хонин-чулунской свиты в истоках р. Широкая Буречинская. По Ю. П. Денгину

1 — ледниковые отложения; 2 — гранит-порфиры; 3 — кварцевые порфиры и дациты; 4 — пепловые туфы; 5 — порфиры; 6 — агломерато-туфы порфириновые; 7 — порфириновые биотитовые граниты; 8 — разрывные нарушения: а) достоверные; б) предполагаемые

вания эффузивно-туфовой джаргалантуйской свиты, где были расположены эруптивные аппараты. В Кулундинской депрессии, помимо пепловых туфов, широкое развитие получили псаммитовые и псефитовые их разности, а в верхах разреза появляются покровы серых и розовато-белых липаритов. Здесь же А. Е. Дербиной в 1940 г. был описан древний вулканический аппарат.

Джаргалантуйская свита широко развита в хребтах Даурском, Яблоновом и Черского, а также по бортам Ононской, Урейской и других депрессий.

В гольцовой группе Хонин-Чулун (рис. 48) наблюдается, по Ю. П. Денгину, следующий разрез джаргалантуйской (хонин-чулунской) свиты (снизу вверх):

- | | |
|--|-------------|
| 1. Толща порфириновых агломерато-туфов с редкими покровами роговообманковых и авгитовых порфиритов в верхней части. Видимая мощность | около 300 м |
| 2. Толща кварцевых порфиров с редкими прослоями белых пепловых туфов. Мощность | около 100 „ |

По левому борту Ононской депрессии джаргалантуйская свита занимает обширные площади (бассейны рек Акши, Курулги и др.). По данным Е. А. Белякова, Н. Н. Чабана, В. И. Шулики и других геологов, джаргалантуйская свита здесь расчленяется на три толщи (снизу вверх):

- | | |
|--|-------|
| 1. Толща эффузивов среднего состава, представленная диабазовыми порфиритами. Мощность толщи не превышает | 100 м |
|--|-------|

2. Толща субщелочных эффузивов, состоящая из полевошпатовых порфиров, кварцевых альбитофиров, фельзитов, агломератовых лав, туфолав, туфобрекчий и туфов. Указанные породы образуют отдельные переслаивающиеся горизонты общей мощностью до 200 м
3. Толща кислых эффузивов, в составе которой встречены кварцевые порфиры, липарито-дациты, фельзиты, туфы, туфолавы и туфопесчаники, а также лавобрекчии. Максимальная мощность толщи достигает 325 „

В непосредственной близости к депрессии в составе свиты заметную роль начинают играть туфопесчаники, туффиты, конгломераты, песчаники; весь комплекс отложений приобретает черты сходства с букукунской свитой. В низовьях р. Курулги в толще кислых эффузивов отмечается пласт перлитовых кислых стекол черного цвета мощностью до 10 м.

Особенно большое развитие эффузивы джаргалантуйской свиты имеют по краям Аленгуйской депрессии, в хребтах Даурском и Черского и в районе курорта Дарасун. Е. П. Бессолицын считал эти эффузивы условно посленижнемеловыми. А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева (1951а) доказали их донижнемеловой возраст. Позднее было установлено (Старченко, 1958), что рассматриваемые эффузивы чрезвычайно широко развиты в Даурской зоне, где повсеместно занимают сходное геологическое положение, что позволило их объединить в единую свиту средне-верхнеюрского возраста. В ряде мест это объединение произведено условно.

По данным А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой (1951а), а также по материалам Е. П. Бессолицына, разрезы эффузивных образований, выделенных в джаргалантуйскую свиту, характеризуются большим постоянством и имеют следующий разрез (снизу вверх):

1. Кислые эффузивы, их туфы и туфобрекчии (в ряде мест подстилаются конгломератами и конгломерато-брекчиями).

2. Основные и средние эффузивы, их туфы и туфобрекчии.

Мощность этих толщ колеблется от 200 м (Даурский район) до 400 м (хребет Черского). Характерной особенностью свиты является резкое преобладание туфового материала над излившимся, что говорит о преимущественно центральном типе извержений.

Среди кислых эффузивов выделяются кварцево-полевошпатовые и кварцевые порфиры, фельзиты, плагиопорфиры, реже трахиты и обсидианы. Цвет породы светло-серый, фиолетовый, сиреневый и желтый. Фельзиты обычно тонкополосчатые, флюидалные, иногда слиззовидно-ленточной текстурой. Кварцевые и другие порфиры характеризуются менее отчетливой полосчатостью и присутствием вкрапленников плагиоклаза и кварца.

Основная масса этих пород несколько пелитизирована и насыщена чешуйками серицита и хлорита и имеет чаще всего микропойкилитовую и фельзитовую, местами микропегматитовую структуры. Туфы, туфобрекчии и туфолавы широко развиты среди кислых эффузивов, переслаиваясь с ними. Среди туфов наиболее распространены витрокластические, меньшее значение имеют литокластические и кристаллокластические разновидности.

Основные и средние эффузивы представлены андезитами, порфиритами и их туфами, причем в районе Дарасуна, по данным А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой (1951а), последние являются преобладающими породами. По внешнему виду порфириты и андезиты представляют собой порфириновые породы с афанитовой основной массой зеленовато-серого, коричневого или черного цвета, на фоне которой отчетливо выделяются

вкрапленники амфибола и полевого шпата. Встречаются пористые и плотные разности пород. Под микроскопом обнаруживается, что основная масса имеет гиалопилитовую структуру. Вкрапленники представлены в основном плагиоклазом и роговой обманкой, а в кварцсодержащих разностях появляется и биотит. Туфы имеют кристаллокластическую и литокристаллическую структуры, обломочный материал в них представлен нижележащими кислыми эффузивами и варисскими гранитоидами.

Границей между покровами кислых и средних эффузивов служит «переходный горизонт», представленный чередованием пластов средних и кислых эффузивов. Эффузивы залегают на водоразделах и склонах, что свидетельствует об их излиянии на уже расчлененную поверхность, совпадающую в грубых чертах с современным рельефом. К группе вышеописанных пород относятся многочисленными дайками, штоками и лакколитами липаритов, кварцевых порфиров и андезитовых порфиритов, пространственно тесно связанных с эффузивами (окрестности пос. Тарбальджей, рч. Бырца и др.).

Одним из наиболее молодых интрузивных образований Даурской зоны является Сыпчугурский массив гранодиоритов, описанный А. А. Арсеньевым (1946) в бассейне пади Сыпчугур (окрестности курорта Дарасун). В отличие от упомянутых выше субвулканических интрузивов, этот массив является самостоятельной интрузией, не связанной с эффузивной деятельностью. Помимо гранодиоритов, в состав сыпчугурской интрузии входят кварцевые сиениты и кварцевые диориты. Жильная серия представлена микродиоритами, диорит-порфирами, порфиритами. В бассейне р. Битуй встречен шток гранодиорит-порфира, который рассматривается как сателлит Сыпчугурского массива.

Сыпчугурский массив прорывает и метаморфизует эффузивно-туфовую толщу, по-видимому, синхроничную джаргалантуйской свите, а также более древние образования района. Эффузивы на контактах превращаются в андалузитовые роговики и окварцовываются.

Бырцинская свита залегает на размытой поверхности джаргалантуйской и букукунской свит и перекрывается нижнемеловыми отложениями. Осадки бырцинской свиты широко развиты по краям Алтано-Кыринской, Букукунской, Кулиндинской, Ононской и других депрессий и несколько меньше в пределах глыбовых антиклиналей (хребет Становик и верховья р. Курумы, хребет Эрмана и др.). Основные эффузивы бырцинской свиты имеют большое петрографическое сходство с основными эффузивами, слагающими верхнюю часть разреза джаргалантуйской (?) свиты в бассейне р. Аленгуй (хребты Черского и Даурской).

В составе бырцинской свиты различают две толщи: нижнюю, состоящую из основных и средних эффузивов, и верхнюю, сложенную кислыми эффузивами и их туфами. Кислые эффузивы появляются в разрезе в немногих местах, главным образом в глыбовых антиклиналях. В основании разреза нижней толщи залегают кирпично-красные и красно-бурые миндалекаменные и пузыристые лавы. Они согласно перекрываются потоками плотных и пористых порфиритовых лав черного, бурого, лилового, зеленовато-серого и другого цвета. Количество отдельных покровов — потоков достигает 15—20 при мощности каждого от 10 до 30 м (северный край Алтано-Кыринской депрессии). Лавы имеют порфировые и афировые структуры. На фоне тонкозернистой основной массы, обладающей гиалопилитовой, реже витрофировой струк-

турой, хорошо различаются зеленовато-серые вкрапленники плагиоклаза, изредка пироксена, роговой обманки и оливина. По минералогическому составу среди лав выделяются преобладающие плагиоклазовые порфиры, андезито-базальты, изредка андезито-дациты, трахиты, базальты и их стекла. Миндалины и пустоты, встречающиеся в основных эффузивах, особенно в нижних горизонтах, обычно заполнены халцедоном и друзами цеолитов, кварца и аметиста. Иногда в лавах присутствуют вулканические бомбы того же состава. Покровное залегание, отсутствие пирокластических пород указывает на трещинный характер излияния основных эффузивов.

В ряде мест по пади Бырца (около устья р. Тырын) А. Н. Ефимов наблюдал штоки и дайки кварцевых порфиров, прорывающие основные эффузивы бырцинской свиты. Эти гипабиссальные интрузии очень близки по составу с эффузивами верхней толщи рассматриваемой свиты, и, очевидно, являются продуктами той же магмы, не вышедшей на поверхность и застывшей на глубине. К доверхнеюрским интрузиям относится ряд штоков гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров (район Хапчеранги и др.), однако окончательно их возраст еще не установлен.

В последние годы Е. В. Беляковым, В. И. Шуликой, В. В. Старченко и другими установлены трещинные интрузии плагиогранит-порфиров, образующие штоки и дайки, прорывающие эффузивы бырцинской свиты. Эти интрузии широко развиты по левобережью р. Онона, в бассейне рек Курулги и Акши. По внешнему виду эти породы имеют отчетливую порфировую структуру, обусловленную развитием вкрапленников розового альбита и калиевого полевого шпата размером 0,5—2 см на фоне мелкозернистой и афанитовой основной массы красно-бурого и розовато-серого цвета. В крупных штоках их облик становится гранитным.

Метаморфизм, связанный с магматическими телами, охарактеризованными выше, изучен недостаточно. Около даек и штоков субвулканических интрузий кварцевых порфиров отмечаются незначительные ореолы окварцевания, а также развитие серицита, хлорита и минералов группы каолинита.

Магматизм нижнего мела

Нижнемеловые магматические проявления Центрального Забайкалья установлены только в пределах Хилокской зоны, в бассейне р. Хилы (севернее ж.-д. станции Могзон). Здесь, по данным В. И. Фельдмана (1958), в верхней части разреза фаунистически охарактеризованных нижнемеловых отложений встречены кератофиры, их туфы, туфобрекчии и туффитовые сланцы. Кератофиры представляют собой желтовато-серые породы порфировой структуры с трахитовой основной массой, состоящей из субпараллельно ориентированных микролитов калиевого полевого шпата в светло-буром стекле. Вкрапленники представлены биотитом и калишпатом.

Туфобрекчии состоят из обломков кератофиров, сцементированных пепловым материалом. Туфы и туфовые сланцы имеют светло-серый «белесый» цвет, тонкоплитчатое строение и состоят из пелитовой массы, содержащей мелкие обломки кварца и чешуйки биотита. Пепловый материал встречается в кластических породах нижнемеловых отложений во многих депрессиях, но самостоятельные эффузивные и туфовые толщи в других местах не встречены.

Интрузивные образования нижнемелового времени пока нигде не описаны.

Магматизм кайнозоя

С конца мезозоя (после нижнего мела) интрузивная деятельность почти прекращается, а эффузивная резко сокращается и в сколько-нибудь заметных масштабах проявляется лишь на отдельных площадях. Эта деятельность связана с зонами крупных тектонических депрессий, выполненных позднемезозойскими отложениями (J_3-Cr_1) и редко связана с отдельными разломами в области развития древних метаморфических толщ и гранитов. Местами кайнозойский магматизм проявился в больших масштабах. Так, например, в бассейнах рек Унго и Хилка известны покровы кайнозойских базальтов мощностью свыше 300 м, занимающие площади в несколько сотен квадратных километров.

Наиболее молодые магматические породы Центрального Забайкалья представлены почти исключительно основными породами эффузивной фации. Излияния этих пород, преимущественно базальтов, начались еще в мезозое, о чем свидетельствуют находки основных туфов среди отложений угленосной свиты (Арсеньев, Нечаев, 1951 а). Интенсивные излияния базальтов происходили спорадически в течение всей кайнозойской эры. Наблюдается тесная территориальная связь площадей и участков развития базальтов с зонами древних неоднократно подновлявшихся разломов (бассейны рек Унго, Ингоды и др.). Преобладающее распространение имеют излияния трещинного типа и лишь местами встречаются излияния центрального типа, сопровождаемые накоплениями туфового материала.

В редких случаях наблюдаются гипабиссальные образования, представленные лакколитами среди четвертичных отложений (тешенитами), интрузивными залежами в мезозойской эффузивно-туфовой свите (габбро-диабазы и монцониты в окрестностях с. Шимбелик), а также жилами и дайками базальтов, иногда имеющих мощность до нескольких десятков метров (Арсеньев, Нечаева, 1951а; Лучицкий, 1954б).

В нижнем течении р. Хилка, около устья речки Малета, С. П. Коноплев описал базальтовые силлы, залегающие среди предположительно нижнемеловых отложений, а в бассейне р. Чикоя, около деревни Шимбелик, И. В. Лучицким в 1940 г. был обнаружен шток монцонитов с диабазовой оторочкой, прорывающей верхнеюрско-нижнемеловые осадочные толщи. Эти интрузии тесно связаны с покровами кайнозойских базальтов и, по-видимому, являются их субвулканической фацией.

По имеющимся в настоящее время материалам намечается по меньшей мере три группы кайнозойских базальтоидов: 1) древние (верхнетретичные или древнечетвертичные) базальты. В ксенолитах этих базальтов Е. В. Барабашевым (Фельдман, 1958) была обнаружена третичная флора; 2) древнечетвертичные базальты и их субщелочные разности; 3) юные (долинные) базальты, приуроченные к долинам современных рек.

По петрографическому составу выделяются следующие разновидности: оливиновые и безоливиновые базальты, авгитовые и гиперстеновые андезитобазальты и андезиты, а также сравнительно редко встречаемые долериты (дайки?), трахидолериты, базаниты, анальцимовые базальты. Известны базальтовые стекла и туфы.

По структурным признакам среди пород базальтового комплекса существует полная серия переходов от мелкозернистых афировых через тонко- и микрокристаллические порфировые или афировые разности

до стекловатых и, наконец, в различной степени пористых (до пемзовидных) разностей, иногда с волнистой шлаковой поверхностью. Широко развиты миндалекаменные разности, в особенности среди долинных базальтов.

* * *

Изложенный выше материал позволяет сделать некоторые обобщения по магматизму рассматриваемого региона. Вопрос о наличии древних, докембрийских интрузий не может быть решен однозначно. Некоторые исследователи относят к этой группе ортогнейсы, развитые в Хилокской зоне, но подобные же породы широко распространены и среди каледонских гранитоидов, и четких различий между ними и предположительно докембрийскими ортогнейсами не приводится.

С каледонским тектономагматическим циклом связан сложный комплекс гранитоидов, развитый преимущественно в Хилокской зоне. Состав пород и строение массивов указывают на их формирование в абиссальных условиях, в связи с чем здесь широко развиты явления гранитизации и гибридизма с образованием краевых фаций повышенной основности.

В Центральном Забайкалье интенсивно проявился среднепалеозойский (варисский) интрузивный магматизм. С этим периодом связано формирование огромных по размерам гранитных батолитов. В области центрального прогиба среднепалеозойской геосинклинали (Зачикойская и частично Даурская зоны) формируются плутоны весьма сложного даурского интрузивного комплекса. В процессе становления этого комплекса четко намечается изменение химизма магм: сначала образуются основные породы, затем нормальные щелочноземельные и в последнюю фазу — лейкократовые гранитоиды. Как правило, внедрению гранитоидов предшествуют интрузии основных и реже — ультраосновных пород.

В Хилокской зоне формируются также крупные по размерам варисские интрузивы, отличающиеся от одновозрастных плутонов Зачикойской зоны повышенной щелочностью, особенно в поздних фазах, где известны типичные щелочные гранитоиды. Варисские интрузии формировались также в достаточно глубинных условиях, но породы, образовавшиеся в последние фазы даурского интрузивного комплекса, носят черты гипабиссальности. Петрохимически нижнепалеозойские и среднепалеозойские гранитоидные интрузии, по Ю. П. Деньгину, относятся к щелочноземельным породам, близким к средним типам гранита и гранодиорита. В породах поздних фаз даурского комплекса, близких по составу к среднему типу нормального гранита, характерно возрастание роли щелочей и увеличение количества избыточного глинозема. Увеличение роли щелочей достигает максимума в поздних фазах варисских интрузий Хилокской зоны.

Эффузивный магматизм палеозойского времени представлен в основном лавами среднего состава, превращенными в порфиритоиды и зеленые сланцы. В Хилокской зоне известны мощные проявления среднепалеозойского вулканизма, имевшего место, возможно, в континентальных условиях (порфириты ортинкского комплекса). Весьма многообразен магматизм верхнепалеозойского — нижнемезозойского тектономагматического цикла. В Даурской зоне, где известны пермские отложения геосинклинали типа, в конце палеозоя произошло становление сложного кыринского интрузивного комплекса, подобного даурскому по химизму отдельных фаз и последовательности внедрения пород.

В Хилокской зоне, в зоне Чикой-Ингодинского структурного шва и, возможно, в северной части Зачикойской зоны в верхнем палеозое (пермь) и в начале мезозоя (низы триаса) происходит формирование эффузивно-обломочных комплексов цаган-хуртейской серии. Эти толщи прорваны преимущественно небольшими по размерам интрузиями габбро, гранитов и щелочных гранитоидов, иногда несущими четкие признаки гипабиссальности. Развитие эффузивных толщ связано с образованием расколов в данном регионе после интенсивных варисских складчатых движений.

В Даурской зоне в нижнем мезозое формируется сложный комплекс сохондинской эффузивно-интрузивной формации. В мезозойское время явления магматизма в пределах всего региона резко сокращаются. Преобладающим типом магматизма становятся наземные излияния, которые территориально приурочены к разломам, обрамляющим формирующиеся в этот период глыбовые синклинали и антиклинальные структуры.

В средне-верхнемезозойское время на территории Центрального Забайкалья образовались эффузивы и туфы кислого и среднего состава, входящие в состав эффузивно-обломочных толщ некоторых депрессий (Харюлгатинской, Урлукской, Алтано-Кыринской и др.).

В верхнеюрское время в Даурской зоне широко проявились излияния основного, среднего и кислого состава, приуроченные преимущественно к бортам тектонических депрессий.

Интрузивная деятельность средне-верхней юры проявилась в формировании штоков и даек разного состава. Многие из них являются корнями излияния эффузивных толщ.

В нижнемеловое время существенных проявлений вулканизма неизвестно. Только в окрестностях ст. Могзон зафиксированы кислые туфы среди отложений нижнего мела.

В кайнозое, в связи с возобновлением подвижек по разломам, обрамляющим тектонические депрессии, происходит новая вспышка вулканизма, проявившаяся излиянием основных и средних лав (иногда щелочных). Кайнозойские базальты обычно приурочены к бортам мезозойских депрессий, но иногда они полностью заливают поверхности депрессий, например Унгинской. Мощность покрова достигает 200—300 м. Сравнительно реже известны излияния базальтов вдали от депрессий, например в бассейне р. Мензы.

МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Первые относительно подробные сведения о магматических образованиях Восточного Забайкалья получены в конце прошлого столетия в связи с работами по постройке Сибирской железной дороги. Эти маршрутные исследования, проводившиеся А. Э. Гедройцем и А. П. Герасимовым, работавшими под общим руководством В. А. Обручева, выявили чрезвычайное разнообразие весьма широко развитых здесь магматических пород. Их вывод о докембрийском возрасте большей части магматических образований Восточного Забайкалья сейчас представляет лишь исторический интерес, однако петрографическая характеристика пород, содержащаяся в трудах этих исследователей, не потеряла своего значения и поныне.

Интересные и в ряде случаев достаточно детальные исследования интрузивных пород Восточного Забайкалья были произведены С. А. Док-

торович-Гребницким (1919, 1926 и др.), М. М. Тетяевым (19186, 1927а и др.), В. Н. Зверевым (1918, 1919 и др.), Н. И. Безбородько, Н. И. Святальским (1919а, 1919б, 1924), Л. А. Варданянцем (1925) и др. В связи с этими работами сложилось представление о том, что большинство крупных гранитоидных интрузивов Восточного Забайкалья имеет палеозойский возраст. В результате геологосъемочных работ, проводившихся большой группой геологов с середины двадцатых годов до начала тридцатых под руководством М. М. Тетяева, было высказано мнение о преобладающем развитии альпийских (посленижнемеловых) весьма крупных гранитоидных массивов. Выделялись и более древние палеозойские, в значительной своей части гнейсированные интрузивы. В большинстве работ этой группы геологов не давалось сколько-нибудь детальных петрографических характеристик как магматических пород, так и метаморфических преобразований, с ними связанных.

Исключением в этом отношении является интересная работа С. А. Музылева (1932а) по характеристике Цаган-Олуевского гранитного массива, в которой детально описан как сам интрузив, так и его контактовые зоны. Среди различных типов «молодых верхнемезозойских или еще более юных огромных интрузивных масс» Восточного Забайкалья, автор выделяет ононскую и аргунскую формации. Граниты ононской формации представлены лейкократовыми разностями и отличаются тем, что их магна богата минерализаторами. С гранитами связаны оловянно-вольфрамовые месторождения. Гранитоиды «аргунской» формации относятся к умеренно кислым разностям, характеризуются небольшим количеством минерализаторов, в генетической связи с ними находятся полиметаллические месторождения.

В этот же период времени высказывались и иные взгляды на возраст крупных гранитоидных интрузивов Восточного Забайкалья. В. А. Мелиоранский в своей работе отрицал послеюрский (не говоря уже о более молодом) возраст большинства крупных гранитоидных массивов (1932а, 1932в, 1934б).

Боле поздними исследованиями было выявлено, что молодые мезозойские граниты имеют значительно меньшее распространение, чем это предполагалось работниками группы М. М. Тетяева, и что среди гранитоидов, отнесенных С. А. Музылевым к группе молодых образований, неверно объединены интрузивы мезозойского и палеозойского возраста.

В своей работе по геологии Сибири В. А. Обручев уже в 1936—1938 гг. пришел к выводу, что «Восточное Забайкалье, где варисийские фазы выразились сильной геосинклинальной складчатостью, несомненно, должны представлять область развития интрузивных и эффузивных пород этого цикла» и что «в Восточном Забайкалье, в районе между Шилкой, Аргунью и нижним Ононом, действительно, имеются небольшие штоки преимущественно очень кислых гранитов, площадью до 300 км² юрского (доверхнеюрского) возраста, тогда как наличие послеюрских не доказано и вообще сомнительно. Кроме того, имеются еще малые интрузии и жилы порфиров и лампрофиров».

Среди многочисленных работ тридцатых, сороковых и начала пятидесятых годов, специально посвященных магматизму, следует отметить статьи И. В. Лучицкого, М. С. Нагибиной и А. Д. Зиновкина (1933), Н. А. Худякова-Павлова (1936), В. А. Заварицкого (1937), И. В. Лучицкого (1938а, 1947 и др.), И. В. Лучицкого и М. С. Нагибиной (1938, 1947), И. А. Преображенского (1937, 1939, 1953), сводку О. Д. Левицкого (1939), статьи Ив. Ф. Григорьева (1940), Г. Л. Падалки (1944),

Т. М. Дембо (1944), сводные работы В. К. Полетаева (1946), В. Н. Козеренко и Е. М. Лазько (1947, 1949), статью Н. В. Шталь (1952) и др. Среди сводных работ, посвященных вопросам вулканизма Восточного Забайкалья, особое место занимает труд И. В. Лучицкого (1950а). Эта книга, в которой сведены главным образом результаты довоенных исследований, в части многих основных положений, а также характеристики магматических образований не потеряла своего значения и поныне.

Общим для указанных выше работ является выделение разнообразных по возрасту интрузивных комплексов, относящихся к различным этапам тектонических движений палеозоя и мезозоя, однако имеются серьезные разногласия в количественной оценке роли палеозойских и мезозойских интрузивных образований.

Первая половина пятидесятых годов характеризуется возникновением острой дискуссии о геологическом возрасте главной массы гранитоидных массивов Восточного Забайкалья. Группа геологов, работавшая под руководством Ю. А. Билибина (1953а, 1953б, 1955), пришла к выводу, что абсолютно преобладающая масса гранитоидных пород Восточного Забайкалья имеет мезозойский возраст. Среди последних выделяется «аленуевский» и несколько более поздний и кислый комплекс гранитов «борщовочного типа». Они считали, что эти интрузивные образования вторглись в связи с активными тектоническими движениями, фиксирующимися региональным несогласием, которое якобы имело место на границе между отложениями «морской» нижней — средней и «алгачинской» верхней юры. Кроме того, они выделяют ряд более поздних интрузивных фаз, в результате которых образовались массивы, имеющие активные контакты с алгачинской юрой, объединенной в единой «бохтинской свите», и затем с верхнеюрским эффузивно-осадочным комплексом.

К близким выводам пришла группа геологов ВСЕГЕИ, проводившая в начале пятидесятых годов тематические исследования, связанные с изучением рудных месторождений. В их сводной работе (1954 г.) указано, что в пределах Восточного Забайкалья, вероятно, отсутствуют крупные ниже- и среднепалеозойские интрузивы, а столь широко развитые гранитоидные массивы образовались в результате активных процессов магматизма в мезозое, причем наиболее крупные из них относятся к аленуевскому и борщовочному комплексам. В итоге этих работ была разработана схема, мало отличающаяся от построений группы Ю. А. Билибина.

Ошибочные построения группы Ю. А. Билибина и ВСЕГЕИ связаны с недостаточно детальными, а в ряде случаев и дефектными полевыми наблюдениями. В их основе лежит неверная трактовка стратиграфии юрских отложений, которая обусловила искаженные представления об особенностях геологического развития Восточного Забайкалья в мезозое.

Последние годы характеризуются весьма широким развитием геологических исследований в Восточном Забайкалье.

Имеющиеся сейчас данные позволяют установить следующие главные этапы в геологическом развитии Восточного Забайкалья, с которыми связаны разнообразные магматические процессы:

- 1) докембрийский и нижнепалеозойский; 2) среднепалеозойский; 3) верхнепалеозойский (пермский), возможно, в некоторых случаях захватывающий самые низы мезозойской эры; 4) этап, охватывающий

верхний триас, нижнюю и среднюю юру; 5) верхнеюрский; 6) нижне-меловой; 7) кайнозойский.

Для ранних этапов развития Восточного Забайкалья, охватывающих докембрий и палеозой, характерны гранитные интрузии, занимающие огромные площади; в мезозое интрузии (преимущественно кислого состава) имели небольшие размеры, а с верхней юры основная роль принадлежит поверхностному вулканизму. В кайнозое известны лишь проявления эффузивной деятельности.

Схема развития магматических процессов в палеозое отражена в табл. 14.

Магматизм докембрия и нижнего палеозоя

Вулканогенные образования

Среди докембрийских образований Восточного Забайкалья в ряде районов установлены глубоко метаморфизованные изверженные породы преимущественно основного состава, представленные амфиболитами и амфибол-эпидотовыми, актинолитовыми, актинолит-хлоритовыми и другими кристаллическими сланцами.

В составе серебрянской свиты Приаргунья эпидот-роговообманковые кристаллические сланцы встречаются в нижней части разреза. Древнейшие образования, распространенные в верхнем течении р. Урюмкана и залегающие ниже карбонатной толщи, параллелизуемой с фаунистически охарактеризованными ниже-среднекембрийскими отложениями Газимурозаводского района, представлены актинолитовыми сланцами.

В составе древнейших толщ Борщовочного хребта, которые ряд исследователей относит к докембрию, встречаются прослой амфиболитов и порфиroidов. Часть амфиболитов могла возникнуть за счет мергелистых пород, но большая их часть образовалась, вероятно, путем метаморфизма вулканогенных пород основного состава.

В Пришилкинской зоне (между г. Сретенском и поселком Шилкинский Завод) среди древнейших образований, относящихся, вероятно, к докембрию, встречены зеленые метаморфические сланцы, представляющие собой глубоко преобразованные основные эффузивы. Широкое распространение зеленокаменные породы имеют в различных частях Агинского поля. Они представлены самыми различными сланцами: хлоритовыми, хлорит-эпидотовыми, кварцево-альбитово-эпидотовыми, актинолитовыми и др. Часто в этих породах наблюдаются реликты структур, характерных для эффузивных пород, а менее измененные их разновидности относятся преимущественно к рассланцованным диабазам, порфиритам и спилитам. В некоторых случаях наблюдаются переходы к туфам, туфогенным песчаникам и затем к нормальным осадочным породам. Кроме того, встречаются рассланцованные альбитизированные кератофиры и кварцевые кератофиры, которые наибольшее развитие имеют в восточной части междуречья Аги и Онона.

Ввиду недостаточной разработанности вопросов стратиграфии палеозойских отложений Агинского поля здесь невозможно установить закономерность развития вулканических процессов во времени. Сходные вулканические образования известны и в нижних частях разреза ононской серии (кулиндинская свита), и в более высоких горизонтах. Зеленокаменные породы встречаются и в более северо-восточных районах, в междуречье Шилки и Унды. В составе отложений, условно от-

Схема* распространения магматических пород палеозойского возраста в Восточном Забайкалье

Зоны Возраст	Северо-западная краевая (геоантиклинальная) зона	Центральная геосинклинальная зона	Приаргунская геоантиклинальная зона
Поздневарисскийская эпоха интрузивного вулканизма	Те же по составу интрузии, что и в центральной геосинклинальной зоне, но мелкие массивы	Штоки мелко- и среднезернистых лейкократовых морион-гранитов. Крупные массивы крупно- и среднезернистых биотитово-роговообманковых и биотитовых гранитов. Штоки крупнозернистых роговообманковых и биотитово-роговообманковых гранодиоритов и диоритов	Интрузии не установлены
Этап образования верхнепалеозойских отложений (P ₁ — T ₁ ?)	Эффузивы, среди которых преобладают дациты	Маломощные покровы альбитофиров и порфиритов. Незначительное количество кислых туфов	—
Варисскийская эпоха интрузивного вулканизма	Мелкие тела щелочных гранитов, сиенитов, грорудитов и сельвсбергитов Весьма крупные массивы гранодиоритов и гранитов, иногда динамометаморфизованные. Гибридные разности гранитоидных массивов: диориты, диорит-сиениты, монзониты и др. Интрузии габбро и габбро-диоритов	Крупные массы гранодиоритов и гранитов иногда динамометаморфизованные; изредка гранодиорит-порфиры. Гибридные разности гранитоидных массивов: диориты, диорит-сиениты, монзониты и др. Габбро-диориты Габброидные интрузии, иногда габбро-диабазы	Весьма крупные массы гранодиоритов и гранитов; в эндоконтактных зонах иногда кварцевые порфиры и гранодиорит-порфиры. Гибридные разности гранитоидных массивов: диориты, диорит-сиениты, монзониты и др. Мелкие тела габбро, габбро-диабазов и диабазов

Средний палеозой (D — C ₁)	Порфиры, диабазы, кварцевые порфиры	В Агинской подзоне такие же зеленокаменные породы, как и в нижнем палеозое. В краевой подзоне измененные кварцевые порфиры, туфолавы и туфы (по-видимому, в основании разреза)	Незначительные количества пепловых туфов кислого состава и туфогенные песчаники
Каледонская эпоха интрузивного вулканизма	Ортогнейсы гранитного и гранодиоритового состава, гнейсированные диориты и габбро-диориты; субвулканические порфиroidы. Пластовые интрузии метаморфизованных габброидных пород и серпентинитов	Достоверно доказанные каледонские интрузии не установлены. Условно выделяются каледонские гнейсы состава от гранитов до диоритов	Гранодиориты и граниты, обычно гнейсированные. Субвулканические тела порфирондов и изредка порфиритоидов; возможны незначительные количества эффузивов и туфов соответственного состава. Пластовые интрузии габбро и габбро-диабазов
Нижний палеозой (Cm ₁ — S ₁)		В Агинской подзоне: диабазы, порфиры, спилиты, подвергшиеся зеленокаменному изменению, устанавливаются переходы к туфам и туфогенным песчаникам. В подчиненных количествах — измененные кератофиры и кварцевые кератофиры. Эффузивные породы наблюдаются в виде горизонтов среди терригенных отложений	

* В каждой возрастной группе породы указываются от более молодых к более древним.

носящихся к нижнему палеозою, в пределах этого участка развита толща зеленых метаморфических сланцев. В ряде случаев в них обнаружены реликты порфировых структур.

Зеленокаменные породы, образовавшиеся в результате метаморфизма основных или средних эффузивных пород, встречаются также на юго-восточном и северо-западном склонах Борщовочного хребта, по левобережью р. Шилки, но изолированность их выходов и неразработанность стратиграфии палеозойских отложений не позволяют установить, к какой части палеозойского разреза они относятся.

Магматизм нижнего палеозоя

Пластовые интрузии основного и ультраосновного состава

Среди докембрийских и нижнепалеозойских толщ широко распространены плагиоклазовые амфиболиты, образовавшиеся в результате метаморфизма габброидных пород, и иногда встречаются серпентиниты. Эти образования обнаружены по обоим берегам р. Шилки (в районе г. Срегенска), на правом берегу р. Куренги, к югу от д. Кислый Ключ, к юго-западу от пос. Шилкинский Завод, к северо-востоку от пос. Усть-Кара (в районе д. Мошегды, у с. Горбицы), а также в нижнем течении р. Газимура.

В ряде случаев они встречаются в виде ксенолитов в каледонских гнейсированных гранитоидах, что и позволило рассматривать их как образования нижнепалеозойского возраста. Недалеко от с. Аркия, по р. Газимуру, среди гранитов встречен крупный ксенолит пироксенита.

Пластовые интрузии габбро и габбро-диабазов, связанные с нижнепалеозойским этапом интрузивной деятельности, известны в юго-восточной части Восточного Забайкалья.

По данным Н. Ф. Шинкарева и Н. В. Шталь (1957), в Қличкинском хребте и особенно на водоразделе рек Борзи и Урулюнгуй развиты основные интрузии, согласно залегающие в толще терригенных отложений нижнего палеозоя и образующие вытянутые (до 1,5 км) залежи, обладающие мощностью в десятки, иногда и сотни метров. Они представлены нормальными габбро, габбро-диабазами и полевошпатовыми пироксенитами. Для всех разновидностей пород характерна амфиболитизация пироксенов и альбитизация плагиоклазов. В них наблюдается вертикальная дифференциация: пироксениты и плагиоклазовые пироксениты, развитые в глубоких горизонтах, кверху обогащаются плагиоклазом и переходят в нормальные габбро.

Пластовые и секущие интрузии порфироидов и порфиритоидов

Эти породы широко распространены в Приаргунской зоне. Их наиболее крупные выходы обнаружены в Қличкинском хребте, на участке между падами Цаган-Золотой, Дальняя Бырка, а также в районе пос. Запорожского и к югу от пос. Нерчинский Завод. Они относятся в основном к субвулканическим пластовым и иногда секущим интрузиям, прорывающим нижнепалеозойские (кембро-силурийские) отложения.

Наибольшее распространение среди них имеют порфироиды, напоминающие по внешнему облику либо сильно катаклазированные кварцевые или бескварцевые порфиры и гранит-порфиры, либо породы,

макроскопически неотличимые от метаморфических кварцево-серицитовых сланцев и песчаников. Для них характерны бластопорфировые структуры с микролепидобластовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены обычно неправильными, сильно корродированными зернами перешетчатых калинатовых полевых шпатов (которые преобладают), плагиоклазов (от альбит-олигоклаза до олигоклаз-андезина) и кварца.

Тонкозернистая основная масса состоит из калинатового полевого шпата, кварца и подчиненного количества плагиоклаза, из аксессуарных в них наблюдаются циркон, турмалин и апатит. Обычно основная масса сильно серицитизирована и представлена тонкозернистым кварцево-серицитовым агрегатом, имеющим сланцевую текстуру. Среди этих пород устанавливаются измененные кератофиры, альбитофиры, кварцевые альбитофиры и альбититы (Лучицкий, 1950). Иногда порфиroidы переходят в кварцево-серицитовые сланцы.

В резко подчиненном количестве в составе пород комплекса встречаются порфиroidы, часто превращенные в зеленые ортосланцы; возможно, здесь имеются также в незначительных количествах эффузивы и туфы. В ряде случаев эти породы подверглись интенсивному контактовому метаморфизму в связи с воздействием на них среднепалеозойских гранитоидных массивов, и были превращены в андалузитовые и биотитово-андалузитовые роговики и обогащены турмалином. По данным Н. В. Шталь, порфиroidы Приаргунской зоны прорываются среднепалеозойскими и нижнепалеозойскими гранитоидами.

Порфиroidы, прорванные нижнепалеозойскими гранитоидами, обнаружены также в Пришилкинской зоне; пластовое тело измененных кератофиров залегает среди нижнепалеозойских отложений Газимуровского района.

Измененные кварцевые порфиры, их туфолавы и туфы

Близким возрастным аналогом охарактеризованных магматических образований, по-видимому, являются измененные кислые туфы и кварцевые порфиры, известные к юго-западу и северо-востоку от с. Красноярово. Дайки кварцевых порфиров, по данным Г. Ю. Григорчука и В. Л. Фишера, прорывают отложения нижнего палеозоя и сами прорываются среднепалеозойскими гранитами и гранодиоритами. Характерные породы, входящие в состав этого комплекса, в большом количестве встречаются в гальке нижне-среднеюрских конгломератов на площади, прилегающей к с. Красноярово и в юго-западных и северо-восточных районах центральной полосы Восточного Забайкалья.

Породы этого комплекса чаще всего имеют литокластическую, изредка порфирокластическую и порфировую структуры с фельзитовидной структурой основной массы. Кристаллы или обломки кристаллов представлены кварцем и полевыми шпатами. Наиболее распространенным является плагиоклаз, близкий к альбиту, реже встречается кварц и еще реже — калинатовый полевой шпат. Основная масса, хотя и весьма мелкозерниста, но полностью раскристаллизована и состоит из полевых шпатов, кварца и пылевидных скоплений рудного минерала. Из вторичных минералов, кроме обильного серицита, встречены новообразования мелкочешуйчатого биотита и редкие кристаллы турмалина. Характерно развитие вторичного кварца.

Каледонские интрузии Приаргунской зоны

Каледонские гранитоиды имеют активный контакт с нижнепалеозойскими отложениями; на их размытой поверхности, по данным Г. Б. Митича и Д. И. Горжевского, залегают обломочные породы верхнеборзинской свиты среднепалеозойского возраста, а в базальных горизонтах верхнеборзинской свиты содержатся многочисленные обломки каледонских гранито-гнейсов. На некоторых участках в основании этой свиты обнаружены метаморфизованные дресвяники, образовавшиеся за счет разрушения гранито-гнейсов.

По данным В. А. Корнетовой, абсолютный возраст пегматитов, связанных с этими гранитоидными породами, определенный гелиевым методом по ильмено-рутилу В. В. Чердынцевым, равен 403 млн. лет $\pm 8\%$. Н. В. Шталь указывает, что определения аргоновым методом по мусковиту, произведенные в 1955 г. Н. И. Полевой (ВСЕГЕИ), дали сходный результат: 410 млн. лет $\pm 10\%$.

Каледонские гранитоиды широко развиты в Аргунском и Кличкинском хребтах, а также к северо-востоку от пос. Нерчинский Завод. Их отличительной особенностью является неустойчивость состава, структурных и текстурных признаков. Наибольшее распространение имеют гранитоидные породы, приближающиеся к гранодиоритам (отвечающие составу адамеллитов). Характерны грубозернистые разности порфириовидного сложения, то четко гнейсовидные, то приближающиеся к массивным; кроме того, наблюдаются постепенные переходы от более лейкократовых разностей к разностям, обогащенным цветными минералами, причем последние часто образуют в породе скопления в виде пятен. Для этих пород характерно преобладание плагиоклаза (олигоклаз-андезина и андезина) над калинатровым полевым шпатом, который представлен микроклином с четко выраженной решеткой и густой сетью волокнистых пертитовых включений. Иногда, наоборот, преобладает калинатровый полевой шпат, а плагиоклазы представлены кислыми олигоклазами.

В порфириовидных разновидностях порфировые вкрапленники представлены микроклином, размером иногда до нескольких сантиметров, из аксессуарных в них встречаются апатит, циркон, монацит, рутил и магнетит. По данным Н. В. Шталь, в протолочках, кроме того, выявляются ортит и торит.

Реже встречаются мелко- и среднезернистые граниты, образующие небольшие штоки и дайкообразные тела. Они относятся преимущественно к лейкократовым разностям и отличаются более кислым составом по сравнению с порфириовидными разновидностями, которые они прорывают. Лишенные порфириовых выделений более мелкозернистые породы выявлены также в ряде случаев в эндоконтактных зонах гранитоидных массивов.

Характерной чертой комплекса каледонских гранитоидов является широкое развитие в них бластеза. В связи с этим в породах наблюдаются все переходы структур от гипидиоморфнозернистых к грано- и лепидобластовым и текстур — от массивных к типичным гнейсовым.

Описываемые породы были подвержены интенсивным преобразованиям, которые связаны с процессами катаклаза и милонитизации, а также с их контактными и гидротермальными изменениями. В связи с явлениями динамометаморфизма среди каледонских массивов устанавливаются зоны развития тектонических «очковых» гнейсов, катакла-

зитов и даже милонитовых сланцев. В катаклазированных породах наблюдается интенсивная серицитизация плагиоклазов и хлоритизация биотита. Зоны милонитизации чаще всего секут под острым углом гнейсовидность пород, хотя как направление последней, так и направление этих зон имеют чаще всего северо-восточное простирание.

В зонах развития катаклазированных пород вкрапленники приобретают линзовидную и иногда веретенообразную форму, в случае интенсивного динамометаморфизма породы они как бы обтекаются перетертой милонитовой массой. В милонитизированных сланцах сохраняются только порфиорокласты кварца, заключенные в агрегате, состоящем в основном из серицита и хлорита и имеющем чешуйчато-волокнистое сложение.

Контактные изменения этих пород, связанные с воздействием крупных масс среднепалеозойских гранитоидов, выражены главным образом в биотитизации. Кроме новообразований биотита, в породах наблюдаются вторичный кварц и бластическая грануляция по краям зерен полевых шпатов; в некоторых участках встречается интенсивная турмалинизация.

Дайковая серия пород, связанная с каледонскими гранитоидами, не является обильной и представлена мелкозернистыми гранитами, гранит-аплитами, аплит-пегматитами и пегматитами. В пегматитах (Досатуевский участок) наблюдается редкоземельная минерализация, не имеющая промышленного значения.

Воздействие каледонских гранитоидов на вмещающие нижнепалеозойские породы проявляется в их мигматизации и интенсивном калиевом метасоматозе. Зоны измененных пород достигают многих сотен метров, а иногда и первых километров.

Каледонские интрузии Пришилкинской зоны

Каледонские гранитоидные интрузии, представленные гнейсированными разностями пород, в пределах Пришилкинской зоны прорывают нижнепалеозойские отложения, не оказывая контактового воздействия на среднепалеозойскую свиту зеленокаменных пород. Кроме того, эти интрузии прорываются всеми разностями широко распространенных в Пришилкинской зоне среднепалеозойских интрузивных образований и содержатся в них в виде ксенолитов.

Наиболее крупные массивы зафиксированы в полосе, прилегающей к р. Шилке, в районе падей Никольской и Ельничной; массивы меньших размеров установлены в окрестностях с. Усть-Черная, в верховьях р. Горбицы и в других местах.

По сравнению с каледонскими гранитоидами Приаргунской зоны они отличаются более глубокими преобразованиями и более разнообразным составом. Породы представлены обычно ортогнейсами, среди которых преобладают разности гранитного и гранодиоритового состава. В резко подчиненном количестве встречаются гнейсы диоритового и лишь иногда габбро-диоритового и габброидного состава. Более основные разности являются одновременно и более древними.

Для интрузивных образований Пришилкинской зоны, так же как и для Приаргунской, характерны неустойчивость состава, текстурных и структурных признаков и широкое развитие процессов катаклаза и милонитизации. В них также обильно развиты вторичные минералы, связанные с контактными и гидротермальными изменениями. Габбро и габбро-диориты встречаются редко и наблюдаются на левом берегу

р. Шилки (выше с. Мошегда) небольшими участками среди гранито-гнейсов. Это породы темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, состоящие из плагиоклаза, моноклинного пироксена, амфибола и биотита, претерпевшие значительный динамометаморфизм. В некоторых разновидностях пород встречается кварц (до 5%), а в интенсивно метаморфизованных разновидностях наблюдается большое количество биотита. В породах широко развиты процессы вторичного изменения минералов: в некоторых случаях плагиоклазы почти нацело серицитизированы и сосюритизированы, биотит мусковитизирован или хлоритизирован, а пироксены и амфиболы замещены эпидотом и, реже, карбонатами. Акцессорные представлены сфеном, апатитом, цирконом и рудными минералами.

В этой зоне широко развиты диорито-гнейсы и весьма широко распространены гнейсы гранодиоритового состава. Обе разновидности пород встречены по р. Шилке, в районе пади Никольской, выше с. Мошегда и в ряде других мест. Для пород этой группы, по сравнению с габбро-диоритами, характерны более кислые плагиоклазы, отсутствие пироксенов и появление калинатровых полевых шпатов. Кроме того, здесь наблюдаются значительные количества роговых обманок и биотита, а содержание кварца достигает иногда 15%.

Наибольшее распространение имеют гранито-гнейсы (биотитовые, биотитово-роговообманковые, двуслюдяные) и плагиогнейсы. В них обычно кислый плагиоклаз преобладает над калинатровым полевым шпатом при значительных вариациях в содержании того и другого минерала. В порфириовидных разновидностях этих пород вкрапленники представлены в основном калинатровым полевым шпатом. В ряде случаев встречаются своеобразные альмандинсодержащие гранито-гнейсы. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, циркон и рутил.

Структуры гнейсов гранобластовые, лепидогранобластовые, а в таклазировавшихся разновидностях — бластокатаккластические и бластомилонитовые. В редких случаях наблюдаются реликты структуры нормальных гранитов.

Текстуры пород гнейсовые, полосчатые, плейчатые, очковые, изредка наблюдаются переходы к нормальным массивным текстурам.

Жильными дериватами этой серии пород являются мелкие жилы аплитов и пегматиты, содержащие мусковит и в меньшей степени биотит.

Каледонские ортогнейсы сопровождаются мощными зонами мигматитов, для которых, кроме интенсивной фельдшпатизации, характерно образование гранатов, амфиболов, биотита, силлиманита, турмалина. С последующими явлениями динамометаморфизма и гидротермальной переработки пород связано образование вторичных минералов: мусковита, серицита, эпидота, актинолита, хлорита и др. На контакте с карбонатными толщами образуются породы, состоящие из тремолита, диопсида и доломита. Иногда в них содержатся актинолит и тальк.

Гнейсы гранитоидного и более основного состава отмечены еще в ряде районов Восточного Забайкалья, однако для определения их верхней возрастной границы нет необходимых данных. Установлены случаи, когда интенсивной гнейсификации подверглись гранитоидные породы, имеющие активные контакты с отложениями девона и нижнего карбона. Такие породы широко распространены в юго-западной части Кутомарского гранитного массива. Динамометаморфизованные среднепалеозойские гранитоидные породы широко распространены как в цент-

ральной полосе Восточного Забайкалья, так и в северо-западной Пришилкинской зоне и поэтому выделение каледонских интрузий лишь по признаку их гнейсированности является необоснованным. В частности, широкие поля гранито-гнейсов, обозначенные как каледонские интрузии, в северо-восточной части Кутомарского массива (Г. И. Князев, 1957а) и в Газимурозаводском районе (по материалам И. Н. Тихомирова) выделены без достаточного обоснования их возраста.

Каледонские интрузии условно выделялись в Газимурозаводском районе. К наиболее древним из них относился крупный массив гнейсифицированных диоритов и кварцевых диоритов в верховьях р. Урова. Среди более молодых гранито-гнейсов, развитых в верховьях р. Урова, выделяется две разновидности: биотитовые и биотитово-роговообманковые, с которыми связаны жилы аплита и пегматита (Луцицкий, 1950а). Подобные же породы описываются И. И. Катушенком и М. С. Нагибиной в верховьях р. Урюмкана (1945).

Широко распространены, по данным В. П. Маслова и А. Д. Зиновкина (1940), гранито-гнейсы в области Ундино-Шилкинского водораздела. Они имеют активные контакты с отложениями докембрия и нижнего палеозоя, но их верхняя возрастная граница остается неясной. По данным В. П. Маслова и А. Д. Зиновкина (1940), гнейсифицированные породы представляют собой наиболее древние интрузивные образования в пределах Ундино-Шилкинского водораздела. Кроме того, следует учесть, что эта зона находится на юго-западном продолжении той части Пришилкинской полосы, в которой установлены уже описанные каледонские интрузии, очень сходные по своему характеру.

В области Ундино-Шилкинского водораздела выявлены гнейсифицированные диориты и кварцевые диориты и более молодые (широко распространенные) биотитовые и мусковитовые мелкозернистые и (менее распространенные) крупнозернистые биотитовые и «очковые» гранито-гнейсы.

В ряде случаев эти породы интенсивно катаклазированы и сложены тонкозернистой, существенно кварцево-биотитовой основной массой, которая обтекает «очки», состоящие из микроклина и плагиоклаза.

Магматизм среднего палеозоя

Вулканогенные образования

Вулканогенные образования среднепалеозойского возраста в пределах Приаргунской зоны развиты незначительно; лишь в северо-восточной части Приаргунья (в междуречье Урова и Аргуни), по данным А. В. Внукова и других геологов, в отложениях, которые датируются как верхний девон, встречаются лопельные туфы кислого состава, а также песчаники со значительной примесью туфового материала.

Туфы состоят из обломков вулканического стекла и кварца игольчатой, серповидной и зигзагообразной формы (размером от 0,15 до 0,005 мм) и в них наблюдаются новообразования серицита и вторичного кварца.

В центральной части среднепалеозойской геосинклинали, в пределах Агинского палеозойского поля, широко развиты зеленокаменные ортосланцы с реликтами порфировых структур. Для них характерна ассоциация с кремнистыми осадками. Они входят в состав нижней вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи весьма мощной борзинской среднепалеозойской свиты (Красинец, Сосницкий, 1956). Подоб-

ные образования встречаются среди нерасчлененных отложений Борщовочного хребта, в междуречье Унды и Шилки и несколько северовосточнее, по р. Куренге.

Вулканогенный комплекс пород обнаружен в северо-восточной части Пришилкинской зоны, которая в структурном отношении представляет собой краевую часть среднепалеозойской геосинклинальной системы. Здесь, по данным М. Ю. Фишкина, Е. М. Лейфмана и В. Д. Литвинова, между падами Воскресенская и Никольская (на юго-западе) и падью Шуругичи (на северо-востоке), выявлена свита, сложенная измененными и рассланцованными вулканогенными породами, превращенная в большей своей части в зеленые сланцы. С резким несогласием они залегают на отложениях нижнего палеозоя и по своему стратиграфическому положению относятся к среднему палеозою. Среди них наиболее распространены эффузивы среднего состава, в небольшом количестве встречаются диабазы и в резко подчиненном количестве — породы кислого состава (кварцевые порфиры).

Все разности пород, слагающие этот вулканогенный комплекс, претерпели интенсивные вторичные изменения, выразившиеся в эпидотизации, серицитизации, хлоритизации, амфиболизации, реже альбитизации, а также подверглись вторичному гидротермальному окварцеванию. Кроме того, породы в большей или меньшей степени рассланцованы. В интенсивно рассланцованных разностях структура породы гранолепидобластовая, текстура четко выраженная сланцеватая, в менее рассланцованных — бластопорфировая с андезитовой пилотакситовой либо (реже) бластодиабазовой основной массой.

Интрузивные образования

Среднепалеозойские интрузивные породы имеют в Восточном Забайкалье чрезвычайно широкое распространение. Преобладающая часть крупных (площадью во многие тысячи и даже десятки тысяч квадратных километров), главным образом гранитоидных массивов, относится именно к этой возрастной группе интрузивных образований. Они сформировались в два главных этапа и представлены сложным комплексом, включающим как породы габбровой формации, так и количественно преобладающие массы гранитоидов. Породы, относящиеся к габбровой формации, являются относительно более древними; они прорываются гранитоидами.

Возраст всей группы пород определяется их активными контактами с отложениями девона и нижнего карбона. В районе с. Золотоноша, на глубоко размытой поверхности гранитоидов северной оконечности Кутмарского массива, прорывающего девонские отложения, представленных на данном участке лейкократовыми гранитами, залегают отложения пермского возраста. Разнообразные гранитоидные породы, относящиеся к среднепалеозойской серии, установлены в гальках пермских отложений чачинской свиты Пришилкинской зоны, а по данным Д. С. Соколова (1937а), подтвержденным более поздними наблюдениями, на аналогичных гранитах залегают пермские отложения в Борзинском районе. Во многих местах установлены седиментационные соотношения гранитоидов с отложениями юрского возраста. По совокупности данных следует считать, что формирование их связано с активными тектоническими движениями, завершившими среднепалеозойский этап развития Восточного Забайкалья.

В 1957 г. И. Н. Тихомировым было высказано мнение о «внутриде-вонском» возрасте габброидных интрузий Газимурозаводского района. Гранитоидные породы, слагающие крупные среднепалеозойские массивы, чаще всего имеют массивные текстуры, иногда они катаклазирова-ны и превращены в катакlastические гнейсы, катаклазиты, а иногда и в милониты. Такие породы широко развиты в пределах Кутомарского массива, особенно в его юго-западной оконечности. Здесь, как и во многих других местах, наблюдаются постепенные переходы от катакла-зированных и милонитизированных разностей к нормальным гранитам.

Основные интрузии и связанные с ними породы

Габброидные интрузии и сопутствующие им породы, которые имеют среднепалеозойский возраст, развиты во всех структурных зонах Во-сточного Забайкалья. Большое количество мелких интрузивных тел габбро, габбро-диабазов и диабазов известно в Приаргунской зоне, особенно в пределах Урулюнгуевского массива. Они обычно представ-лены штоками, дайками и дайкообразными телами и располагаются группами, прорывая каледонские гранито-гнейсы, и в свою очередь прорваны многочисленными дайками и апофизами среднепалеозойских гранитоидов.

Породы этой группы сложены плагиоклазом (основной андезин, андезин-лабрадор или лабрадор), авгитом и роговой обманкой, в ред-ких случаях в них присутствует незначительное количество кварца. Структуры пород меняются от габбровой к диабазовой или долерито-вой. Часто с основными разностями ассоциируют диориты и кварцевые диориты, образующие или самостоятельные небольшие массивы, или, местами, в виде каймы окружающие интрузивы основных пород. Пере-ходы между габбро и диоритами постепенные, или диориты прорывают габбро и содержат их ксенолиты. Породы, входящие в указанную группу, характеризуются значительными изменениями, приводящими иногда к образованию амфиболитов и амфиболитовых сланцев.

В пределах Агинского палеозойского поля, по данным А. А. Ар-сеньева и Е. А. Нечаевой (1951а), в районе курорта Дарасун встреча-ются незначительные по размерам интрузивы, сложенные габбро, офи-товым габбро и габбро-диабазами. Они прорываются гранитами Гор-хонской интрузии, галька которых содержится в верхнетриасовых от-ложениях.

Массивы основных и связанных с ними средних пород известны по левобережью р. Онона, выше впадения в него р. Аги, по правобе-режью р. Аги, к северу от рудника Спокойный и недалеко от с. Ага, в окрестностях горы Мантэ. Здесь распространены среднезернистые габбро, мелкозернистые офитовые габбро и габбро-порфириды. Жиль-ные дериваты этих интрузий представлены дайками габбро-диабазов. По данным Н. В. Шталь, эти интрузивы имеют активные контакты с «ононской серией», к которой Н. В. Шталь относит все терригенно-вулканогенные немые образования Агинского поля. Габбро и диориты окрестностей горы Мантэ залегают, по данным Д. М. Шилина, в виде ксенолитов в гранит-порфирах.

К этой же возрастной группе относятся, по-видимому, пироксено-вые и роговообманковые габбро Газимурозаводского района, описан-ные Е. В. Павловским и И. В. Лучицким (1940), которые постепенными переходами связаны с роговообманковыми диоритами. Аналогичные

пироксен-роговообманковые и роговообманковые габбро встречены И. И. Катушенком и М. С. Нагибиной (1945) в Верхне-Урюмканском районе.

В Газимурозаводском районе встречены роговообманковые перидотиты типа шприсгеймита-кортландита, залегающие в виде даек и небольших штокообразных тел в габбро, габбро-диоритах и других породах. Наиболее свежие их разности состоят на 70—75% из серпентинизированного оливина (форстерита) и на 25—30% из обыкновенной роговой обманки. В перидотитах присутствует шпинель (плеонаст). Для пород характерен резкий идиоморфизм зерен оливина по сравнению с роговой обманкой, имеющей ксеноморфные очертания. Серпентиниты местами сохраняют реликтовые структуры и состоят главным образом из хризотила с примесью шпинели, карбоната и флогопита.

По данным В. П. Маслова и А. Д. Зиновкина (1940), в области Ундино-Шилкинского водораздела наблюдаются дайки габбро, секущие породы палеозойского, ближе неопределимого возраста. Породы основного состава встречаются также в виде ксенолитов в развитых здесь адамеллитах и аляскитовых гранитах. Среди них установлены оливиновые габбро, мелко-, средне- и крупнозернистые меланократовые габбро, в которых развиты вторичные роговые обманки, серпентин, хлорит, серицит, соссюрит и кальцит.

Породы группы габбро и связанные с ними образования неопределенного возраста встречены еще во многих районах Восточного Забайкалья, как среди широких полей среднепалеозойских гранитоидов, так и в виде самостоятельных небольших по размерам интрузивов. Они могут быть остатками более ранних нижнепалеозойских интрузий, породами габбровой формации среднепалеозойского возраста, а также гибридными образованиями, связанными с ассимиляцией кровли преимущественно карбонатного состава. Среди них Г. Л. Падалка (1953а) отмечает габбро, нориты, лабрадориты, горнблендиты, пироксениты, перидотиты и диориты, обычно измененные и представленные гнейсированными разностями, а иногда породами типа амфиболитов, серпентинитов и других образований, нацело измененных вторичными процессами.

Гранитоидные интрузии и связанные с ними породы

Среднепалеозойские гранитоидные интрузии образуют крупные и сложно построенные массивы*. Отдельные составляющие этих plutонов характеризуются различным составом и структурными признаками и отвечают последовательным этапам внедрения. В одних случаях между ними наблюдаются соотношения прорыва, а в других — постепенные переходы.

К зонам эндоконтактов крупных plutонов приурочены гибридные разности пород, которые иногда образуют самостоятельные массивы относительно небольших размеров, расположенные чаще всего по периферии среднепалеозойских интрузивов. Наибольшее распространение среди этих пород имеют диориты, диорит-сиениты и сиениты, встречаются более основные разности типа монзонитов и габбро. Они обычно тесно ассоциируют с гранодиоритами и плагиогранитами, прорываются

* Характеристика среднепалеозойского гранитоидного комплекса дается последовательно от наиболее основных и одновременно более древних его разностей к наиболее молодым и кислым.

последними, либо связаны с ними постепенными переходами. Во всех случаях в них резко проявляются признаки ассимиляции пород кровли и обычны обильные ксенолиты.

Гибридные разности, представленные диоритами, диорит-сиенитами и монцонитами, приурочены к краевым частям широко развитых в Приаргунье среднепалеозойских гранитоидных массивов. Для них характерны такситовые текстуры с кучными выделениями цветных минералов и резко изменчивый состав пород; часто наблюдаются пойкилитовые структуры и иногда даже структуры, близкие к бластическим. Пироксен, диопсид и диопсид-авгит обычно обрастают обыкновенной роговой обманкой и биотитом.

Кварцевые монцониты, развитые в Кличкинском хребте, состоят из плагиоклазов (№№ 30—43), анортоклаза, небольшого количества кварца, значительных количеств фемических минералов — амфибола, биотита, пироксена и аксессуарных минералов — циркона, сфена, апатита, магнетита, ильменита и изредка ортита.

Контаминированные разности диоритов, габбро-диоритов и сиенитов известны на контактах с карбонатными толщами в северо-восточной части Приаргунья и в центральной полосе Восточного Забайкалья.

В Газимурозаводском районе незначительное распространение имеют диориты, связанные постепенными переходами с одной стороны с гранодиоритами, с другой — с габбро. Среди диоритов выделяются роговообманковые разности (кварцевые и бескварцевые) и реже пироксеновые. С этими же породами тесно связаны сиениты, которые образуют или шпильки или пересекают габбро и диориты в виде даек различной мощности.

Сиениты обладают обычно крупнозернистой структурой и состоят из калинатрового полевого шпата, олигоклаза и альбита, пироксена, роговой обманки и небольшого количества биотита. Структура их обычно гипидиоморфнозернистая, но при увеличении содержания плагиоклазов приближается к монцонитовой.

Роговообманковые диориты встречены в верховьях р. Урюмкана. В этом же районе известны мусковитовые сиениты, состоящие в главной своей массе из калинатрового полевого шпата и подчиненных альбита и мусковита. Сиениты прорывают палеозойские карбонатные породы.

Значительный по размерам шток сиенитов прорывает палеозойские отложения в окрестностях пос. Култума. Здесь устанавливаются амфиболовые, биотитово-амфиболовые и биотитовые разности, а также биотитовые плагиосиениты, для которых характерно преобладание олигоклаз-альбитов.

На склонах Борщовочного хребта и по р. Куренге к этой же возрастной группе, вероятно, относятся мелкие массивы гнейсированных диоритов и кварцевых диоритов, обычно тесно связанных с более крупными плутонами плагиогранитов. Гибридные породы распространены во всех районах Восточного Забайкалья, находясь в тесной связи со среднепалеозойскими гранитоидными массивами. По сравнению с гранитоидными разностями они характеризуются не только повышенной основностью, но и несколько повышенной щелочностью.

Крупные гранитоидные массивы широко распространены во всех зонах Восточного Забайкалья, за исключением Агинского палеозойского поля, которое характеризуется ничтожным развитием интрузивных образований. Крупные гранитоидные интрузивы, относящиеся по

ряду косвенных признаков к среднему палеозою, известны к северо-западу от р. Шилки, где отсутствуют достоверно установленные среднепалеозойские отложения. Последнее обстоятельство дало основание ряду исследователей делать вывод о том, что граница варисской складчатой зоны проходит значительно северо-западнее области современного распространения среднепалеозойских осадков, уничтоженных в дальнейшем деструктивными процессами, и, возможно, сохранившихся лишь в виде небольших участков глубоко метаморфизованных останцов кровли среди весьма широких полей гранитоидов.

Среднепалеозойские гранитоидные массивы (Урулюнгуйский, Кличкинский, Кадаинский, Кутомарский, Улятуйский и др.) вытянуты в северо-восточном направлении, что соответствует простиранию складчатых структур этого региона. Среди гранитоидов, представленных различными разновидностями пород — от гранодиоритов до лейкократовых и аляскитовых гранитов, — часто встречаются специфические катакластические гнейсы гранитного и гранодиоритового состава, связанные с нормальными разностями гранитоидов постепенными переходами. Эти гнейсированные разности рядом исследователей неверно относятся к каледонским образованиям (С. П. Коноплев, И. Н. Тихомиров, Г. И. Князев и др.) или именуются «синорогенными» среднепалеозойскими интрузиями (Н. В. Шталь).

Для ранней фазы формирования сложных среднепалеозойских гранитоидных плутонов характерны умеренно кислые гранитоиды, описанные Н. В. Шталь под названием «газимурского интрузивного комплекса», представленные в основном гранодиоритами и широко развитые в пределах Улятуйского массива. Они связаны постепенными переходами с количественно подчиненными кварцевыми диоритами с одной стороны и биотитово-роговообманковыми и биотитовыми гранитами с другой. Однако часто гранодиориты прорываются биотитовыми и биотитово-роговообманковыми гранитами. Гранодиориты являются средне- и крупнозернистыми, во многих случаях порфиroidными породами, фенокристаллы которых представлены крупными калинатовыми полевыми шпатами.

Плагиоклазы в гранодиоритах отличаются резко выраженной зональностью, причем, кроме прямой, выявлена рекуррентная и обратная зональность. В ряде случаев порода обогащена титанитом, в ней развиты пойкилитовые структуры, а также пертитовые и антипертитовые вроски. В гранодиоритах в больших количествах, чем в гранитах, присутствуют акцессории, представленные главным образом апатитом и магнетитом.

Структуры гранодиоритов разнообразны. Наряду с преобладающими гипидиоморфнозернистыми, наблюдаются монцонитовые, а в катаклазированных разностях развиваются плоскопараллельные и различные бластокатакластические структуры. Текстуры меняются от массивных до гнейсовых, очковых и сланцеватых в динамометаморфизованных разновидностях пород, в которых широко развиты вторичные минералы: альбит, серицит, хлорит, пелитовое вещество, эпидот, цонзит, кальцит. Для них весьма характерно образование мельчайших прожилков, состоящих из вторичного биотита, эпидота и рудного минерала.

Гранодиориты характеризуются большим количеством меланократовых ксенолитов, размеры которых колеблются от незначительных (измеряемых сантиметрами) до крупных блоков и участков, измеряемых сотнями метров и километрами в поперечнике. По составу эти

ксенолиты отвечают гибридным породам (диоритам, диорит-сиенитам и др.).

Ко второй фазе внедрения относятся биотитовые и биотитово-роговообманковые, чаще порфиоровидные граниты. Во многих местах они прорывают гранодиориты и связанные с ними породы, иногда они постепенно переходят в биотитово-роговообманковые гранодиориты, имеющие подчиненное развитие и с другой стороны — связаны постепенными переходами с аляскитовыми разностями гранитов. Указанные граниты широко распространены и описывались различными исследователями под местным названием «аленуевских»; «шаринских», «кадаинских» и др. Н. В. Шталь они выделяют под названием гранитов «верхнеундинского комплекса». Граниты этой фазы слагают большие площади в Қличкинском, Кадаинском массивах, широко развиты в Кутомарском массиве, в северо-восточных районах Восточного Забайкалья, в Пришилкинской зоне, а также к западу от слияния рек Онона и Ингоды (по левобережью последней); они слагают крупные площади севернее с. Краснояррово и в районе с. Купряково. Наиболее типичными являются резко порфиоровидные разности с крупными фенокристаллами калинатрового полевого шпата, размеры которых обычно 2—3 см и местами достигают 4—5 см. Преобладают лейкократовые разновидности пород.

К третьей фазе относятся наиболее кислые и лейкократовые граниты, которые имеют незначительное развитие, но встречаются в составе почти всех массивов среднепалеозойского возраста. Они представлены мелкими штоками, дайкообразными телами и дайками, рвущими гранитоиды, образовавшиеся в более ранние фазы формирования сложных среднепалеозойских массивов. Наиболее распространенными являются мелко- и среднезернистые лейкократовые и аляскитовые граниты. Порфиоровидные разности пород встречаются редко. В ряде случаев наблюдаются пегматоидные граниты и гранит-пегматиты, в которых обнаружены породы с темным дымчатым кварцем, известные в ряде районов Восточного Забайкалья под названием морион-гранитов. Для пород этой фазы характерно еще большее возрастание роли калинатровых полевых шпатов, принадлежность плагиоклазов к кислым олигоклазам или альбитам и весьма небольшие количества, либо почти полное отсутствие фемических минералов, представленных исключительно биотитом.

Мелко- и среднезернистые лейкократовые и аляскитовые граниты известны в южной части Кутомарского хребта, в районе гор Шизия и Кедровник. Для них характерен темно-серый дымчатый кварц и большое количество пегматоидных обособлений. В Верхне-Урюмканском районе выявлен крупный массив морионовых пегматит-гранитов и встречена серия даек подобных гранитов, мощностью до 100 м, пресекающих биотитовые порфиоровидные граниты. Эти породы характеризуются крупнозернистостью и сложены розовым калинатровым полевым шпатом и темно-серым, почти черным кварцем, в незначительных количествах в них присутствуют альбит и биотит. Структурной особенностью породы является наличие крупных ксеноморфных зерен кварца и калинатрового полевого шпата, промежутки между которыми выполнены мелкими кристаллами альбита, калинатрового полевого шпата и биотита.

Разновидностью этих гранитов являются турмалиновые пегматит-граниты, образующие мелкие штоки и жилы, секущие биотитовые гра-

ниты. В них в значительных количествах содержится бурый или зеленовато-синий турмалин, встречается мусковит и гранат. Структура этих пород аллотриоморфнозернистая, переходящая в ряде случаев в пегматитовую. Аляскитовые среднезернистые граниты, имеющие в ряде участков структуры, приближающиеся к пегматитовой, известны в Шахтаминском районе, в Кличкинском хребте, в Кадаинском массиве, в северо-восточных районах (междуречье Шилки и Аргуни), в Пришилкинской зоне и в других районах Восточного Забайкалья. Среди них встречаются участки автопневматолитически измененных пород, характеризующиеся развитием процессов мусковитизации и турмалинизации. Турмалиновые граниты Верхне-Урюмканского района являются примером подобного типа измененных разностей.

В среднепалеозойских гранитоидных породах часто проявляются резкие эндоконтактные структурные изменения, особенно часто встречающиеся в мелких массивах, представляющих собой, вероятно, сателлиты крупных плутонов. Наиболее значительные структурные изменения характерны для гранитоидов Кадаинского массива. Здесь в эндоконтактной зоне (в окрестностях поселка Запокровский) выявлены породы, близкие к кварцевым порфирам, которые постепенными переходами связаны с нормальными гранитами; в окрестностях поселка Кадаи подобные породы прорываются лейкократовыми гранитами, наиболее молодыми разновидностями этого сложного плутона. Зоны развития мелкозернистых структур, измеряемые десятками и сотнями метров, характерны для эндоконтактной части Кутомарского массива, а также для небольших массивов, располагающихся вблизи. Среди этих пород наиболее широко распространены гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры с микрогранитовой и микропегматитовой основной массой.

В Верхне-Урюмканском районе, по данным И. Е. Сморгочкова (1941), гранит-порфиры являются краевой фацией биотитовых гранитов и связаны с ними постепенными переходами. Гранит-порфиры состоят из крупных вкрапленников нерешетчатого микроклин-пертита и основной мелкозернистой массы, сложенной кварцем, микроклин-пертитом, альбитом и небольшим количеством биотита. Акцессорными являются турмалин, апатит, пирит. В Шахтаминском районе Б. А. Максимовым описаны гранит-порфиры, которые на 60—65% состоят из вкрапленников биотита, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и корродированного кварца. Мелкозернистая основная масса состоит из тех же минералов. Здесь же встречены разновидности пород с гранофировой основной массой, содержащие во вкрапленниках, кроме перечисленных минералов, роговую обманку. В низовьях р. Унды гранит-порфиры, связанные со среднепалеозойскими гранитоидами, указаны Т. М. Дембо (1942).

Жильные дериваты среднепалеозойского комплекса гранитоидных пород немногочисленны и представлены мелкими пегматитовыми и пегматоидными образованиями, аплитами и лампрофирами; среди последних устанавливаются вогезиты, спессартиты и керсантиты. Пегматиты и пегматоидные образования содержат преимущественно лишь турмалин и светлую слюду. Они имеют наибольшее распространение в связи с кислыми и лейкократовыми разностями гранитоидного комплекса и обычно приурочены либо к эндоконтактным зонам интрузивов, либо к их ближайшим экзоконтактам. Лампрофиры развиты и в большем удалении от гранитоидных массивов.

Динамометаморфическим преобразованиям, которые широко развиты во всех районах Восточного Забайкалья, кроме полосы, прилегаю-

щей к р. Аргуни, подверглись все разности среднепалеозойского гранитоидного комплекса, включая сопровождающие их жильные дериваты и кварцевые жилы. В отличие от каледонских интрузий магматическая инъекция проявляется здесь относительно слабо и чаще всего наблюдается на незначительных по площади участках сохранившейся кровли интрузивов. Наиболее интенсивные метаморфические преобразования с достаточно широким проявлением инъекционных процессов описаны Т. М. Дембо (1942) в связи с гранитоидами «ундинской формации». Достаточно интенсивным метаморфическим преобразованием с относительно широким проявлением магматической инъекции подверглись (под воздействием интрузий этого возраста) докембрийские и нижнепалеозойские отложения ряда участков Газимурозаводского района (И. В. Луццкий, 1950а).

Для контактовых частей этих интрузий характерно образование зон роговиков и скарнов, обычно незначительной мощности, измеряемой десятками и первыми сотнями метров.

На контактах интрузий с карбонатными породами образуются скарны, состоящие в основном из магнезиальных силикатов: диопсида, тремолита, флогопита, форстерита; кроме того, в породах наблюдается серпентин (офиокальцит), возникающий путем серпентинизации других силикатов и непосредственно за счет изменения широко распространенных в палеозое доломитовых толщ. В породах часто развивается магнетит, который в пределах Железного кряжа и в других районах образует промышленные скопления; в этих же зонах встречаются силикаты бора (людвигит и др.). На контактах интрузий с песчано-сланцевыми толщами образуются биотитовые роговики.

К северо-западу от р. Шилки известен ряд небольших массивов, отличающихся резко повышенной щелочностью. Они сложены эгирин-арфведсонитовыми гранитами, грорудитами, а также сиенитами и сельвсбергитами. Эти массивы образуют, по данным А. А. Арсеньева (1946, 1954б), пояс щелочных интрузивных образований, который протягивается от Монгольской границы (в бассейне р. Джиды) на западе до левого бережья р. Шилки на востоке. А. А. Арсеньев предположительно относит эти интрузии к верхнепалеозойскому или нижнемезозойскому интрузивному циклу. Следует отметить, что пояс интрузивов с резко повышенной щелочностью, уходящий далеко за пределы Забайкалья, располагается параллельно и несколько северо-западнее границы развития среднепалеозойских геосинклинальных отложений. Указанная позиция этих массивов (или, во всяком случае, части этих интрузий) позволяет предположить, что их образование связано с завершающими этапами среднепалеозойских движений; они, по-видимому, фиксируют переходную зону между среднепалеозойской геосинклиналью и платформой того же возраста.

Магматизм верхнего палеозоя — нижнего мезозоя

Вулканогенные образования

Породы магматического происхождения известны в пермских отложениях Восточного Забайкалья. В верхней части харанорской нижнепермской свиты залегают покровы альбитофиров и порфиристов, приуроченные к горизонту мощностью около 200 м. В вышележащей белктуйской свите встречаются незначительные прослои кислых туфов. В аргиллитово-песчаной свите (в районе с. Золотоноша), которая, вероятно,

относится к верхней перми, обнаружены песчаники с примесью туфового материала кислого состава. Среди эффузивных комплексов северо-западной зоны Восточного Забайкалья (к северу от р. Шилки) встречены эффузивы, галька которых находится в отложениях, относимых к ниже-среднеюрским. Они, вероятно, соответствуют аналогичным образованиям, известным в Центральном и Западном Забайкалье и по возрасту относимым к верхнему палеозою — нижнему мезозою. Среди этих эффузивов преобладают дациты.

Интрузивные образования

Группу интрузивных образований удалось выделить в результате исследований самого последнего времени и поэтому еще нет достаточно подробных петрографических характеристик составляющих ее пород. В бассейне р. Чачи (в Пришилкинской зоне), по данным Ю. Ф. Мисника, резко порфириовидные граниты прорывают чачинскую свиту, которая датируется как верхняя пермь. На глубоко размытой поверхности этих гранитоидов залегают отложения, содержащие фауну ааленского яруса.

В окрестностях с. Золотоноша (между поселками Нерчинский Завод и Газимурский Завод) встречено несколько мелких штоков гранодиоритового состава, один из которых прорывает верхнепермские отложения, а на его размытой поверхности залегают калганская ниже-среднеюрская свита.

Крупные массивы гранитоидов прорывают отложения, синхроничные чачинской свите в северо-восточной части Пришилкинской зоны и в междуречье Шилки и Газимура. На размытой поверхности этих гранитоидов залегают свиты, условно относимые к нижней — средней юре. Интрузии, относящиеся к этой возрастной группе, по-видимому, имеют в Восточном Забайкалье значительно более широкое развитие, чем это представляется в настоящее время. Некоторые разновидности гранитоидных пород данной группы сходны с гиганто-порфириовидными гранитами сретенского типа, которые имеют более молодой возраст.

В северо-восточной части Пришилкинской зоны и в междуречье Шилки и Газимура к этой возрастной серии относят породы, среди которых выделяются (от древних к молодым): а) крупнозернистые роговообманковые и биотитово-роговообманковые гранодиориты и диориты; б) крупно-, иногда среднезернистые биотитово-роговообманковые и биотитовые граниты; в) мелко- и среднезернистые лейкократовые морион-граниты, с которыми связаны гранит-пегматиты и различного типа пегматитовые и аплитовые жилы.

В центральной полосе Восточного Забайкалья, в бассейне р. Газимура, к этому возрасту относятся крупные (площадь в сотни и тысячи квадратных километров) гранитоидные массивы сложного строения, среди которых преобладают относительно кислые гранитные разности. В Пришилкинской зоне среди интрузий этого возраста наблюдаются лишь относительно небольшие штоки площадью до нескольких десятков квадратных километров. От среднепалеозойских гранитоидов они отличаются большим содержанием акцессорных минералов, почти полным отсутствием разгнейсования и слабым развитием вторичных минералов. В них часто встречаются пегматоидные обособления и участки мусковитизации. Эндоконтактные изменения выражаются в появлении мелкозернистых порфириовидных разностей пород.

Палеозойские (?) и нерасчлененные палеозойские и мезозойские интрузии

В Восточном Забайкалье известны крупные массы гранитоидных пород, для определения геологического возраста которых нет достаточных данных; судя по имеющимся материалам, в главной своей части они относятся к палеозою, хотя в этих сложных комплексах возможно наличие и более молодых мезозойских интрузивных образований. К подобного рода интрузиям относятся крупные массы гранитоидов, занимающие центральную часть Борщовочного хребта в междуречье Шилки и Унды и небольшие по размерам интрузивы, находящиеся в пределах Агинского палеозойского поля.

Гранитоиды Борщовочного массива прорывают нерасчлененные палеозойские отложения и, по данным Т. М. Дембо (1942) и Б. А. Максимова, перекрываются конгломератами нижней — средней юры и содержатся в их гальке*. Игнорируя эти наблюдения и ссылаясь главным образом на единичные определения абсолютного возраста, которые, как показывают материалы по Восточному Забайкалью, дают часто противоречивые и во многих случаях не согласующиеся с геологией данные, — ряд исследователей рассматривает эти гранитоиды как мезозойские образования. В частности, группа геологов, работавшая под руководством Ю. А. Билибина, рассматривала их как эталон предверхнеюрских интрузий, выделяя и в других районах Восточного Забайкалья «борщовочный комплекс».

В междуречье Шилки и Унды наблюдаются мелкие интрузии более основного состава, которые Г. В. Меркулова еще в 1937 г. относила к мезозойскому (доверхнеюрскому) возрасту. Позже В. С. Коптевым-Дворниковым они были названы Теленгуйской интрузией. Ввиду того что на существующих картах эти две, по-видимому, разновозрастные интрузивные серии не расчленены, они рассматриваются как нерасчлененные интрузии палеозой-мезозойского возраста.

Наиболее распространены породами среди них являются крупнозернистые порфировидные граниты, которые содержат большие вкрапленники микроклина, иногда до 8 см длины. В основной массе присутствуют темноокрашенные местами черный кварц, микроклин, зонарный плагиоклаз (№№ 20—30) и переменное количество биотита. Из аксессуарных в них встречаются сфен, ильменит, апатит и другие, из вторичных минералов характерны цоизит, хлорит, мусковит и серицит. Более поздними являются мелкозернистые биотитовые и аплитовидные граниты, залегающие в виде даек и дайкообразных тел. Они состоят из микроклина, олигоклаза, кварца и биотита; из аксессуарных в них наблюдаются сфен, ильменит, апатит и гранат. Грейзенизированные разновидности мелкозернистых гранитов представлены двуслюдяными и мусковитовыми разностями. Для борщовочных гранитоидов характерно широкое развитие неправильных и дайкообразных тел пегматитов, с которыми связана редкометальная минерализация и почти полное отсутствие кварцевых жил. В контактовых зонах интрузий, кроме интенсивного ороговикования, широко развиты процессы магматической инъекции.

* Указанные соотношения подтверждены также более поздними геологосъемочными работами (прим. авт.).

Большие трудности возникают при определении геологического возраста гранитных интрузий Агинского палеозойского поля, представленных небольшими интрузивными телами. С этими интрузиями связаны оловянно-вольфрамовые месторождения и некоторая другая редкометальная минерализация. К палеозойскому возрасту здесь многими относятся лишь гнейсированные и катаклазированные интрузивы, тяготеющие в основном к восточной окраине этой территории. Кроме того, здесь же выделяются интрузивные тела, которые относят к мезозойским — «кукульбейскому» и «шахтаминскому» интрузивным комплексам. Они сравниваются с близкими по составу интрузиями, находящимися в пределах территории, где активно проявились мезозойские тектонические движения. Такие сравнения производить нельзя, так как большая часть Агинского палеозойского поля относится к жесткому массиву мезозойской складчатой зоны, и в момент проявления активных предверхнеюрских складчатых движений здесь были условия, совершенно не похожие на те, которые характерны для зоны главного мезозойского прогиба, что закономерно должно обусловить проявление резко отличных интрузивных образований этого же возраста. Сходство интрузий этих двух различных зон скорее является показателем разного, а не одинакового их возраста, как это утверждается некоторыми исследователями (Шталь, 1952).

Мезозойский возраст гранитоидных пород Агинского палеозойского поля, по мнению Н. В. Шталь, доказывается определениями их абсолютного возраста (130—140 млн. лет), произведенными в лаборатории ВСЕГЕИ Н. И. Полевой аргоновым методом. Аналогичные показатели абсолютного возраста получены для заведомо палеозойских интрузивов Кутомарского и других массивов. Материалы по Центральному и Восточному Забайкалью показывают, что при применении аргонового метода определения абсолютного возраста пород имеются какие-то общие методические дефекты, дающие крупные ошибки в сторону резкого омоложения пород.

По данным А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой (1951а), граниты Агинского палеозойского поля весьма сходны с гранитными разностями Горхонской интрузии района курорта Дарасун, для которой доказан доверхнетриасовый возраст.

При рассмотрении вопроса о возрасте гранитоидов Агинского поля следует обратить внимание на обнаружение морских отложений верхнего триаса в южной части этой территории, сходных с отложениями Северо-Западного мезозойского прогиба. Возможно эта часть Агинского поля была охвачена активными мезозойскими движениями и, следовательно, тут естественно ожидать проявления мезозойских гранитных интрузий.

В пределах Агинского поля, вдоль его восточной окраины, развиты разгнейсованные и катаклазированные интрузивные породы. Динамометаморфические преобразования здесь вполне естественны, так как в краевой области, примыкающей к мезозойской складчатой зоне, происходило наложение активных молодых движений.

Среди катаклазированных интрузивов наиболее подробно изучен массив в районе Шерловой горы (Левицкий, 1939), сложенный в основном плагиогранитами. Минералогический состав их следующий: альбит или альбит-олигоклаз, подчиненное количество калинатрового полевого шпата, биотит и роговая обманка, количество кварца сильно варьирует, вплоть до образования пород, близких к плагиосиенитам.

С этими породами связано образование также даек и штоков диоритового состава. Сходные катаклазированные гранитоидные породы известны восточнее ст. Ага (в окрестностях ст. Оловянная) и на правом берегу р. Онона (Макаровская интрузия).

Среди некатаклазированных гранитоидных пород Агинского палеозойского поля выделяются породы гранитного состава и более основные разности. Наиболее типичным представителем основных разновидностей этой интрузивной серии является Бугунтуевский массив, находящийся на левобережье р. Онона, около с. Кубухай. Такого же типа интрузивы выявлены вблизи г. Шалота-Торум, на левом берегу р. Онона, к востоку от г. Соловьевска и в междуречье Аги и Онона, к востоку от ст. Ага.

Бугунтуевский массив, общей площадью около 80 км², в основном сложенный гранодиоритами, характеризуется многофазностью своего формирования. Наиболее ранними породами в нем являются монцититы и кварцевые монцититы. Среди краевых гибридных разностей встречаются мелкозернистые биотитово-амфиболовые кварцевые диориты, сиениты и граносиениты. Гранодиориты, развитые в центральной (и большей) части массива, состоят из плагиоклаза (№ 30—35), микроклина, кварца, биотита и амфибола (иногда с реликтами моноклинного пироксена), из аксессуарных в них присутствует сфен, ильменит, магнетит, апатит, циркон и единичные зерна ортита. Дериваты интрузива представлены дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и лампрофиров. В незначительном количестве в теле интрузива наблюдаются дайки аплитов и аплит-пегматитов.

Массив г. Шалота-Торум аналогичен Бугунтуевскому. В междуречье Аги и Онона известны мелкие штоки и дайки гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и порфиритов, среди которых выделяются разности дацитовых и диоритовых порфиритов. В неясных соотношениях с этими породами находятся мелкие массивы и дайки грорудитов, содержащие эгирин в виде фенокристаллов и в основной массе.

В пределах Агинского палеозойского поля наиболее широко развиты массивы, сложенные в основном породами гранитного состава. К массивам этого типа относятся Дурулгуевский, Дульдургинский, Зун-Ундурский, Адун-Челонский, Спокойнинский, Саханайский и ряд других более мелких интрузивов. Все они слагаются в основном лейкократовыми биотитовыми гранитами. В некоторых из них присутствуют краевые гибридные разности, преимущественно гранодиоритового, а иногда и более основного состава. Они прорываются жильными дериватами, представленными микрогранитами, аплитами и пегматитами. Для массивов характерно наличие участков грейзенизации. Контактное воздействие на вмещающие породы выражается в образовании роговиков; кроме того, в узких приконтактных зонах иногда проявляется фельдшпатизация.

В наиболее детально изученном Дурулгуевском массиве (Шталь, 1952), судя по сравнительно четким интрузивным контактам, устанавливаются четыре фазы формирования интрузии. Здесь выделяются в порядке последовательного их формирования: 1) гибридные разности, в которых превалируют гранодиориты и наблюдаются граниты; 2) лейкократовые порфиритовидные биотитовые граниты и пегматоидные граниты; 3) мелкозернистые лейкократовые граниты и 4) крупнозернистые лейкократовые пегматоидные граниты. С последними ассоции-

руют дайки аплитов и пегматитов. Среди пегматитов преобладают разновидности, содержащие гранат и турмалин.

Самыми распространенными являются лейкократовые порфировидные граниты, состоящие из вкрапленников калинатрового полевого шпата и основной массы, в которой выявляются (в порядке распространенности): микроклин и микроклин-пертит, темно-серый кварц, альбит-олигоклаз и незначительное количество биотита. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, магнетитом, ильменитом, изредка ортитом. Для мелкозернистых лейкократовых гранитов характерно повышенное содержание кварца и примерно одинаковые количества микроклина и плагиоклаза. Из аксессуарных минералов в этой разновидности встречаются апатит, циркон, монацит, ильменит, топаз и гранат. С охарактеризованными гранитными интрузиями связаны оловянно-вольфрамовые месторождения, а также пегматиты с редкометальной минерализацией.

Магматизм мезозоя

Доказанная связь большинства наиболее важных редкометальных, полиметаллических, золото-молибденовых, золото-рудных и других месторождений Восточного Забайкалья с различными мезозойскими магматическими образованиями обуславливает особый интерес к изучению магматизма этого этапа.

По сравнению с магматизмом палеозойской эры в магматических образованиях мезозойского этапа более значителен удельный вес эффузивов и связанных с ними пород. В отложениях верхнего триаса вулканические породы почти не встречаются. К этапу тектонических движений, которые фиксируются несогласным залеганием ниже-среднеюрских отложений на верхнетриасовых, приурочена магматическая деятельность, выразившаяся в образовании эффузивных и гипабиссальных интрузивных тел. Некоторые исследователи приурочивают к этому этапу формирование интрузивных тел так называемого курлыченского комплекса.

Среди отложений ниже-среднеюрского возраста вулканогенные образования имеют незначительное распространение. Кварцевые порфиры и туфы кислого состава, играющие ничтожную роль в разрезе, известны в фаунистически охарактеризованной толще этого возраста близ пос. Култума; еще в ряде участков зафиксированы туфогенные породы (окрестности сел Онон-Борзя, Бохто, Акатуй и др.). Значительно более существенную роль породы вулканического происхождения играют, возможно, в составе отложений этого возраста в Северо-Западной синклинальной зоне Восточного Забайкалья. На правом берегу р. Ингоды (к западу от пос. Завитинского) наблюдаются быстрые переходы между осадочными образованиями, вероятно, ниже-среднеюрского возраста, и вулканогенными породами, в составе которых присутствуют различные порфириты, переслаивающиеся с туфами.

Туфы кислого состава обнаружены в Пришилкинской зоне среди ниже-среднеюрских отложений, развитых по р. Ералге и в других местах. Широко распространены кислые интрузии, приуроченные к главному предверхнеюрскому этапу мезозойских тектонических движений, верхнеюрские эффузивы (главным образом среднего состава) и сопутствующие им субвулканические тела.

С преднижнемеловым этапом активных тектонических движений связано образование небольших по размерам штоков, даек и дайкообразных тел различного состава. Наиболее крупные из них приурочены к относительно локальным участкам проявления интенсивных преднижнемеловых движений.

Эффузивные образования в нижнем мелу имеют широкое распространение, хотя развиты меньше, чем в верхнеюрскую эпоху. Они характеризуются преимущественно кислым составом и с ними ассоциируют субвулканические тела.

Основные особенности мезозойского магматизма Восточного Забайкалья приведены в табл. 15.

Магматизм верхнего триаса—нижней юры

А. И. Сулоевым и И. В. Лучицким (1950а) описан вулканогенный комплекс пород, представленный средними и основными породами, распространенными к северо-востоку от низовьев р. Туры. Здесь выявлены пироксеновые и диабазовые порфириты, диабазы, габбро-диабазы, залегающие в виде даек, секущих верхнетриасовые отложения, а также в виде куполов и покровов; с ними связаны пластовые залежи габбро. Галька этих пород в большом количестве содержится в юрских отложениях района.

В средней части р. Туры А. А. Арсеньевым описан сложный экстрезивный комплекс пород, сложенный кварцевыми порфирами, фельзитами и их витрофировыми туфами, а также порфиритами, сопровождаемыми туфами. Некоторые разновидности кварцевых порфиров динамометаморфизованы и превращены в порфиroidы. Покровы эффузивов залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего триаса и прорываются мезозойскими гранодиоритами. Экстрезивный комплекс относится А. А. Арсеньевым к верхам триасовой системы (Лучицкий, 1950а).

К западу от г. Сретенска известны небольшие интрузивы, сложенные кварцевыми диоритами, монцонитами и гранодиоритами. Они активно контактируют с отложениями верхнего триаса, но их верхняя возрастная граница не ясна. На основании того что дайки сходного состава прорываются гранитами, условно относимыми к предверхнеюрскому «борщовочному комплексу», Н. В. Шталь и некоторые другие исследователи считают эти интрузивы верхнетриасовыми и именуют их курлыченским комплексом. Этот вывод нельзя считать обоснованным.

Предверхнеюрские интрузии

Предверхнеюрские интрузии различных структурно-фациальных зон сложно построенной мезозойской остаточной геосинклинальной системы Восточного Забайкалья отличаются своими фациальными признаками и некоторыми особенностями состава. Наиболее крупные предверхнеюрские интрузивные тела, относящиеся в основном к группе фаций средних глубин и представленные гранитами, встречаются в Центральной Восточно-Забайкальской синклинальной зоне (см. рис. 49).

Гранитные интрузивы такого же типа меньших размеров приурочены к узкой Северо-Западной синклинальной зоне.

Предверхнеюрские интрузивы Переходной зоны сложены в основном интрузиями гранодиоритового состава и во многих случаях харак-

Схема распространения магматических пород мезозойского возраста в Восточном Забайкалье

Зоны Возраст	Северо-Западная (Пришилкинская) краевая зона	Переходная зона	Центральная и Северо- Западная синклиналильные зоны	Юго-Восточная краевая (Приаргун- ская) зона и область Газимуро- Урюмканских поднятий
Нижний мел	<p>Субвулканические тела кварцевых порфиров. В окрестностях дер. Нижний Дурулгуй — пластовые интрузии лейкократовых долеритов. Кварцевые порфиры и липариты, различные туфы и туфобрекчии кислого состава широко развиты в Приаргунье, в районе с. Дучары (верховья р. Урова), в Акшинском районе, в верховьях р. Урюмкана и р. Даны, в низовьях р. Унды и в других местах. В районе дер. Нижний Дурулгуй — базальты, долериты и различные их туфы и туфолавы. Мощность вулканогенных комплексов не превышает первых сотен метров</p>			
Верхняя юра (преднижне- меловое время)	<p>Дайки и серии даек, сложенных кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфирами, альбитофирами и лампрофирами. Мелкие штоки, размером до 40 км² на выходе, приуроченные к периферическим частям унаследованных синклиналей Среди пород, слагающих штоки, наиболее распространены сиенит-диориты, монцониты, сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты, диориты, ортоклазовые габбро-диориты и габбро-диориты нормального типа</p>			
Верхняя юра	<p>Весьма широко развиты эффузивные породы и туфы. Среди вулканических пород широко развиты андезиты и порфириты, менее распространены дациты и дацитовые порфириты, подчиненное значение имеют липариты, кварцевые порфиры и ортофиры и незначительное распространение имеют основные эффузивы — базальты и диабазы. В пределах унаследованных синклиналей мощности вулканогенных комплексов достигают 1—1,5 км и среди эффузивных образований преобладают андезиты и порфириты; в наложенных мульдах мощности вулканогенных образований в 3—5 раз меньше; широко распространены более кислые разновидности, преимущественно дациты и близкие к ним породы. Широко распространены субвулканические тела, сложенные главным образом диоритовыми порфиритами и порфиритами; реже встречаются кварцевые порфиры и гранит-порфиры, сиенит-диорит-порфириты и граносиенит-порфиры</p>			

Предвернеюрские интрузии	Дайки, дайкообразные тела и мелкие штоки гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, лампрофиров, микродиоритов и других гипабиссальных пород	Преобладающими породами являются гранодиориты, граниты присутствуют в подчиненных количествах. Интрузивы преимущественно представлены штоками, размеры которых изредка превышают 100 км ² на выходе. Во многих случаях в породах проявляются четко выраженные признаки гипабиссальности, однако большая их часть относится к группе фаций средних глубин	Биотитовые граниты и гранодиориты; широко развиты лейкократовые, иногда пегматоидные разновидности; размеры массивов достигают 500 км ² . С наиболее крупным Цаган-Олуевским массивом связаны зоны развития инъекционных гнейсов. В большинстве случаев породы относятся к группе фаций средних глубин	Дайки, дайкообразные тела и реже штоки малых размеров (до первых десятков квадратных километров на выходе), сложенные гранодиорит-порфирами, граносиенит-порфирами кварцевыми и бескварцевыми и порфирами. Преобладают породы с резко выраженными признаками гипабиссальности. Некоторые штоки, сложенные гранодиоритами и гранит-порфирами, приближаются к группе фаций средних глубин
Нижняя—средняя юра	Редкие горизонты туфов кислого состава	Весьма незначительные по мощности горизонты кварцевых порфиритов и туфов кислого состава	В обломочных породах, в отдельных участках, примесь туфогенного материала кислого состава (Центральная зона). В некоторых участках существенные количества порфиритов и их туфов (Северо-Западная зона)	—
Верхний триас — нижняя юра	Пластовые интрузии габбро, пироксеновые и диабазовые порфириты, диабазы, габбро-диабазы; кварцевые порфиры, фельзиты, витрофировые туфы	—	—	—

теризуются достаточно быстрыми переходами к разностям с четко выраженными признаками гипабиссальности. Предверхнеюрские интрузивы краевых зон, Пришилкинской (на северо-западе) и Приаргунской (на юго-востоке), а также области Газимуро-Урюмканских поднятий представлены мелкими штоками, дайками и дайкообразными телами гипабиссальных, либо близких к ним пород. Здесь наибольшее распространение имеют породы гранодиоритового и граносиенитового состава. В большинстве случаев в краевых зонах предверхнеюрские интрузивы трудно отделить от аналогичных более молодых преднижнемеловых интрузивов, и на картах они чаще всего относятся к мезозойским, ближе неопределимым породам.

Центральная Восточно-Забайкальская синклиальная зона. В пределах этой структурно-фациальной зоны наблюдается два крупных массива: Цаган-Олуевский и Соктуйский. К северо-востоку и северу от последнего выявляется ряд более мелких интрузивных тел, представляющих, по-видимому, сателлиты главного массива, который, судя по этому, еще относительно неглубоко срезан эрозией. Интрузивные тела приурочены к антиклинальным структурам. Представителем наиболее глубинных разностей предверхнеюрских интрузивов является Цаган-Олуевский массив, в то время как породы Соктуевского массива несут некоторые признаки гипабиссальности.

Цаган-Олуевский массив, северо-восточная часть которого называется Кондуевским, является самым крупным в этой возрастной группе; его площадь превышает 550 км². Нижняя возрастная граница массива определяется активным контактом слагающих его пород с алгачинским комплексом юрских отложений, включая верхнегазимурскую свиту. По данным Л. В. Фишера, граниты массива прорываются порфиритами субвулканического характера, которые, как это сейчас установлено, синхроничны верхнеюрскому эффузивному комплексу, что и определяет предверхнеюрский возраст массива. Интрузив характеризуется сложным асимметричным строением. В его сложении участвуют следующие главнейшие разности пород:

- 1) гранито-гнейсы и инъекционные гнейсы, развитые в юго-восточной части Кондуевского массива;
- 2) лейкократовые пегматоидные и биотитовые граниты, занимающие наибольшие площади в его центральной части;
- 3) адамеллиты и биотитовые граниты, слагающие северо-западную часть Кондуевского массива.

Гнейсы, представляющие собой наиболее ранние интрузивные образования этого комплекса, послонно инъецировали вмещающие юрские породы и совместно с ними подвергались интенсивным пликративным дислокациям. Они интенсивно катаклазированы и перекристаллизованы. Сложены гнейсы каликатровым полевым шпатом, нерешетчатым или слабо решетчатым микроклином, кварцем, олигоклазом, биотитом (незначительное количество). Из аксессуаров в них наблюдаются апатит, циркон, рудный минерал и изредка ортит. По составу и структурным признакам среди гнейсов выделяется три основных разновидности:

- 1) биотитовые очковые гнейсы, 2) лейкократовые очковые гнейсы, 3) биотитовые мелкозернистые гнейсы.

Лейкократовые пегматоидные граниты прорывают гнейсы и представляют собой породы розового цвета неравномернозернистого сложения.

ния, иногда порфириовидные. Граниты слагаются: калинатровым полевым шпатом (близким к микроклину) 40—45%, плагиоклазом (№ 15—20), составляющим 25—30% и кварцем, составляющим около 25%. Биогит обычно содержится в незначительном количестве, лишь иногда достигающем 4—5%; из аксессуарных присутствуют зерна циркона, апатита, титанита и ортита. В северо-западной части Кондуевского массива развиты адамеллиты и биотитовые граниты, соотношения которых с лейкократовыми гранитами не установлены. От последних они отличаются повышенным количеством плагиоклазов (около 40%) и более основным их составом (№ 20—27). В адамеллитах в больших количествах встречаются циркон и ортит.

Для гранитоидных пород Цаган-Олуевского массива типичны участки крупнозернистого пегматитового или миаролитового сложения, наличие темного дымчатого кварца и обилие пегматитовых жил при полном отсутствии лампрофиров. Контактные воздействия интрузий активны и сказываются на расстоянии 2—3 км, в зоне мощностью 150—200 м, где вмещающие породы превращаются в перекристаллизованные биотитовые роговики. В экзоконтакте появляются порфиробласты мусковита, иногда турмалина и граната; в глинистых породах образуются волокнистые кристаллы силлиманита, на контактах интрузий с карбонатными породами наблюдаются скарны с диопсидом, гранатами, тремолитом, скаполитом и другими минералами. С массивом связаны редкометалльные рудопоявления, не имеющие промышленного значения.

Соктуевский массив имеет неправильную форму и занимает площадь около 500 км². К северу и северо-востоку от него расположен ряд значительно более мелких интрузивных тел, представляющих собой, по-видимому, его сателлиты. В западной части массива развиты гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, сиенит-порфиры и диоритовые порфириты, имеющие признаки гибридного происхождения. Их прорывают граниты, слагающие главную часть интрузива. Граниты Соктуевского массива активно контактируют с отложениями нижней—средней юры. В юго-западной части интрузива наблюдается налегание туфов эффузивно-туфогенной верхнеюрской свиты на гибридные разности этого интрузивного комплекса. Никаких контактовых изменений в туфах не обнаруживается, что свидетельствует об их предверхнеюрском возрасте.

Краевые гибридные разности массива отличаются не только пестротой своего состава, но и крайней неустойчивостью структурных признаков. Здесь встречаются разности с весьма мелкозернистой, почти афанитовой основной массой, имеющие подчас «эффузивный облик», и породы достаточно раскристаллизованные со среднезернистой основной массой. Переходы между ними постепенные, но осуществляются часто на очень коротких расстояниях, для них характерны порфириовые и порфириовидные структуры. Условно среди пород рассматриваемого типа могут быть выделены две группы. В первой резко преобладает калинатровый полевой шпат (ортоклаз), и они представлены сиенит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами и граносиенит-порфирами через разновидности, которые представлены плагиогранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, биотитовыми и роговообманковыми диоритовыми порфиритами, составляющими вторую группу. Светло-серые породы первой группы обычно обладают четко выраженной порфириовой структурой. Фенокристаллы в них

представлены ортоклазом (в основной массе он также преобладает), кроме того, они содержат кварц, количество которого варьирует в различных разновидностях, и в незначительном количестве кислый плагиоклаз. Из фемических минералов распространен главным образом биотит, но иногда встречается и обыкновенная роговая обманка, из акцессорных характерны апатит и изредка встречается циркон. В этих породах в большом количестве встречаются мелкие, часто плохо различимые ксенолиты пород более основного состава.

Диоритовые порфириды представляют собой темно-серые породы с вкрапленниками светлого, почти белого полевого шпата. Фенокристаллы представлены зональными плагиоклазами (№ 37) и иногда биотитом и редко роговой обманкой. Основная масса сложена теми же минералами, но с добавлением небольших количеств ортоклазов и иногда ничтожных количеств кварца. Структура основной массы пород меняется от среднезернистой гипидиоморфнозернистой до криптокристаллической и иногда приближается к пилотакситовой.

Главную массу Соктуевского плутона слагают следующие разновидности пород, отличающиеся своими структурными признаками и связанные постепенными переходами: равномернозернистые граниты, порфиридные граниты и гранит-порфиры и мелкозернистые граниты.

Наибольшее распространение имеют равномернозернистые биотитовые граниты. Они обладают гипидиоморфнозернистой структурой и слагаются калинатровым полевым шпатом, в ряде случаев с микроклиновой решеткой и с пертитовыми вростками, альбитом и ксеноморфными выделениями кварца. Фемические минералы в них представлены почти исключительно биотитом, и лишь в разностях пород, в которых увеличивается роль плагиоклазов и повышается их основность, присутствует в незначительном количестве роговая обманка. В гранитах обычной является примесь мелких зерен флюорита. В эндоконтактных зонах встречаются участки, обогащенные мусковитом.

Порфиридные граниты и гранит-порфиры отличаются от биотитовых гранитов лишь структурными признаками. Для порфиридных гранитов характерны вкрапленники кварца, калинатрового полевого шпата и альбита (редко), четко выделяющиеся на фоне мелкозернистой основной массы. В гранит-порфирах фенокристаллы выделяются еще резче и для них характерны узкие каемки с ситовидной структурой вокруг вкрапленников. Порфиридные граниты и гранит-порфиры представляют собой краевую фацию пород Соктуевского плутона. Их крайним членом являются породы, имеющие незначительное распространение в юго-восточной эндоконтактной зоне массива, которые О. Д. Левицким (1939) были названы «гранит-порфирами эффузивного облика». Для них характерны зоны мусковитизации и турмалинизации.

Широкое развитие имеют мелкозернистые граниты. Они характеризуются микрогранитовой структурой, чем и отличаются от гранитов, описанных выше; им подчинены аляскитовидные граниты и граносиениты.

О. Д. Левицкий (1939) подчеркивает, что для Соктуевского массива характерен «лейкократовый гранит, богатый щелочными полевыми шпатами, с преобладанием среди них калиевого над натриевым, с обильным кварцем. Цветные минералы представлены в подавляющем большинстве случаев биотитом; роговая обманка почти полностью отсутствует».

Дериватами гранитов являются дайки микрогранитов, которые широко распространены. Аплиты и пегматиты имеют ограниченное распространение, лампрофиры отсутствуют. С этим массивом связаны многочисленные кварцевые жилы, несущие вольфрамовое и оловянное оруденения. Другие крупные плутоны, относящиеся к этому же возрасту, располагаются к северо-востоку от Соктуевского массива и сложены порфиroidными лейкократовыми среднезернистыми биотитовыми гранитами. Среди мелких интрузивных тел, наблюдающихся в этой зоне, широко развиты гранодиориты. В частности, подобного состава интрузивы характерны для районов Белухинского и Букукинского месторождений.

В пределах антиклинальной структуры, к которой приурочены Соктуевский массив и ряд других относительно крупных интрузивов, располагающихся к северо-востоку от него, известны также мелкие интрузивные тела, сложенные кварцевыми сиенит-порфирами, диорит-порфирами и биотитовыми и роговообманковыми диоритовыми порфиридами. Строение более глубоко срезанных предверхнеюрских плутонов этой зоны показывает, что, по-видимому, в подобных случаях выявляются лишь эндоконтактные гибридизированные разности развитых здесь сложно построенных массивов, имеющих в различных случаях либо гипабиссальный, либо более глубокий характер.

Крупный гранитный массив, относящийся, по-видимому, к этой же возрастной группе и описанный Л. А. Варданяцем (1925), располагается к юго-западу от ст. Харанор, на границе с МНР. Он сложен в основном лейкократовыми, несколько порфиroidными мелкозернистыми двуслюдяными гранитами и сопровождается жилами аплитов и пегматитов; здесь широко развиты процессы окварцевания. С описанными массивами связан ряд оловянно-вольфрамовых месторождений и другие рудопоявления редких металлов, которые являются типичными представителями рудных образований оловянно-вольфрамового пояса Восточного Забайкалья.

Северо-западная синклиальная зона. Гранитоидные массивы, находящиеся в пределах узкой Северо-Западной синклиальной зоны, прорывают верхнетриасовые отложения и залегающую на них условно нижне-среднеюрскую свиту. Верхняя возрастная граница их не установлена. Они отличаются от штоков преднижнемелового возраста по составу и характеру контактового воздействия на вмещающие толщи; с другой стороны, они сходны с предверхнеюрскими гранитными массивами. Их приуроченность к крупной структуре, сформированной в результате доверхнеюрских движений, подкрепляет вывод о наиболее вероятном их предверхнеюрском возрасте. Интрузии обычно образуют цепочку массивов небольших размеров. И. В. Луцицкий (1938б) на основании изучения метаморфизма мезозойских толщ приходит к выводу, что в Седловском районе имеется крупный плутон, вытянутый в северо-восточном направлении, совпадающем с простиранием синклиальной зоны, и слабо эродированный. Все эти интрузии в основном сложены биотитовыми гранитами. В их краевых частях иногда встречаются гнейсовидные гранодиориты и широко развиты пневматолитически измененные двуслюдяные разности гранитов. Биотитовые граниты содержат около 40% микроклин-пертита, (22—23%) олигоклаз-альбита (№ 8—14), 33—34% кварца, 4—5% биотита; акцессорные представлены апатитом, рутилом и рудными минералами. Граниты средне- и крупнозернистые, иногда порфиroidные, структура их

гипидиоморфнозернистая. В двуслюдяных гранитах содержится иногда до 10% мусковита, существенные количества альбита, эпидота, хлорита, серицита, каолина и других вторичных минералов.

Гнейсовидные гранодиориты характеризуются чередованием светло- и темноокрашенных компонентов. Количественные соотношения минералов в них следующие (в %): плагиоклаза — около 30, ортоклаза — примерно 15, кварца 37, биотита 17,5, рудных — до 1. Жильные дериваты массивов представлены гранит-порфирами, аплитами, альсбахитами, пегматитами и кварцевыми жилами. Контактново-метаморфические преобразования мезозойских толщ интенсивно проявились в их биотитизации и турмалинизации. С гранитными интрузиями связаны оловянные и некоторые редкометальные месторождения.

Переходная зона. Среди гранитоидных интрузий этого возраста, приуроченных к Переходной зоне, преобладают гранодиориты. Часто встречаются их гипабиссальные разности, иногда эффузивного облика. Нижняя возрастная граница этих интрузий определяется активными контактами с отложениями нижней—средней юры. Верхняя возрастная граница их установлена лишь недавно, хотя предверхнеюрский возраст этой группы интрузивных образований предполагался давно. В результате исследований последних лет установлено, что массивы подобных пород в верховьях р. Гунгунджа (недалеко от Акатуевского месторождения) прорываются верхнеюрскими субвулканическими телами порфиритового состава (наблюдения В. Н. Козеренко, А. Ф. Мушников и И. Г. Рутштейна). В пади Таловка (в Газимурозаводском районе) на подобное же крупное интрузивное тело налегают эффузивно-туфогенные отложения верхней юры. По данным Г. Ю. Григорчука, гранодиориты в районе с. Красноярово прорываются мощными дайкообразными телами диоритовых порфиров, аналогичных тем, которые входят в состав комплекса субвулканических образований верхнеюрского возраста.

Интрузивы этой зоны часто представлены штоками, размеры которых редко превышают десятки квадратных километров. К этой же интрузивной серии относятся многочисленные мелкие штоки в северо-восточной части Кукульбейского хребта (Пуринский, Быстринский, Таловский и др.). Сюда же относятся, вероятно, граниты Сретенского типа. Н. В. Шталь и другие исследователи эти породы неверно объединяют с более молодыми, часто сходными по составу интрузивами, прорывающими верхнеюрские эффузивно-туфогенные образования.

Наиболее типичным представителем предверхнеюрских интрузивных пород является Шахтаминский массив. Он вытянут в широтном направлении примерно на 25 км, ширина его достигает 8 км. По мнению Н. В. Шталь, интрузив слагают породы, образовавшиеся в три фазы. Наиболее ранние несут признаки гибридного происхождения и представлены габбро-диоритами, диоритами и монцонитами. Во вторую фазу образовалась главная масса интрузивного тела, представленная порфиридовидными гранодиоритами, адамеллитами и менее распространенными граносиенитами и гранитами. В третью фазу образовались многочисленные дайки среднего и кислого состава.

Породы первой фазы Шахтаминского массива обычно равномерно-зернистые, реже порфиридовидные и состоят из плагиоклазов (№ 37—46), ромбических и моноклинных пироксенов, обыкновенной роговой об-

манки, биотита, калинатрового полевого шпата, незначительных количеств кварца; из аксессуарных в них встречаются апатит, сфен, ортит, циркон и магнетит.

С первой фазой связано формирование порфиритовых даек, которые прорываются породами, образовавшимися во вторую и главную фазу. Вдоль южного контакта интрузива незначительное распространение имеют лейкократовые граниты.

Гранодиориты второй фазы сложены плагиоклазом (№ 25—40), микроклином, кварцем, обыкновенной роговой обманкой, биотитом, иногда в них присутствует пироксен. Из аксессуарных минералов установлены (путем изучения тяжелой фракции протолочек) сфен, циркон, апатит, ортит, магнетит, реже ильменит. С этими породами тесно связаны маломощные, незначительного протяжения дайки гранит-аплитов и аплитов.

К третьей фазе относятся многочисленные дайки гранодиорит-порфириров, гранит-порфириров, диоритовых порфириров, кварцевых порфириров и лампрофириров. Последние тесно связаны с диоритовыми порфиритами и представлены породами керсантит-спессартитового ряда. По характеру слагающих пород и последовательности их образования к вышеописанному близок Быстринский шток. Для него большее значение имеют гибридные более основные разности пород, что обусловлено процессами ассимиляции вмещающих карбонатных пород. К этой возрастной группе относятся Пуринский шток, сложенный гранодиоритами, а также мелкие штоки, развитые в окрестностях Кудиканского и Бугдаинского месторождений. В некоторых штоках гранодиориты сменяются резко гипабиссальными породами «эффузивного облика», но разбуривание штоков на глубину показывает, что эти породы быстро переходят в обычные гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры.

Со штоками связаны преимущественно молибденовые и молибденово-полиметаллические месторождения и рудопроявления.

Исследования последних лет выявили, что шток сретенских гранитов активно контактирует с обломочными отложениями нижней — средней юры. Его верхняя возрастная граница не установлена. Он, как и рядом расположенный более крупный шток (в низовьях р. Куренги), вероятно, имеет предверхнеюрский возраст. Их внедрение естественней всего связывать с фазой наиболее активных в мезозое предверхнеюрских тектонических движений.

Сретенский массив представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении тело площадью около 200 км². Интрузив сложен главным образом гиганто-порфирированными гранитами с вкрапленниками калинатрового полевого шпата, калиевого анортоклаза, достигающими по длинной оси до 15 см и более. Породы состоят из плагиоклаза (№ 28—32), калинатрового полевого шпата (ортоклаза), кварца, мелкообманкучатого биотита и призматических кристаллов зеленой роговой обманки; из аксессуарных встречаются сфен, апатит, циркон, ортит, магнетит и иногда рутил. Вторичные процессы развиты слабо; на некоторых участках наблюдаются текстуры течения, которые проявляются в субпараллельном расположении вкрапленников. Для пород Куренгинского массива характерны большие количества роговой обманки. В нем встречаются шилы пегматоидного характера.

С указанными массивами связаны рудопроявления, преимущественно молибденовой минерализации.

*Приаргунская и Пришилкинская краевые зоны
и область Газимуро-Урюмканских поднятий*

Для этих структурно-фациальных зон характерно преобладающее развитие резко гипабиссальных интрузивных образований мезозойского возраста, в которых часто трудно отличить предверхнеюрские интрузии от более поздних преднижнемеловых интрузий того же состава. Вывод о принадлежности большинства интрузивов к предверхнеюрскому времени базировался до последнего времени на том, что они приурочены главным образом к крупным структурным элементам предверхнеюрского возраста, а внутри этих зон контролируются более мелкими структурами того же возраста. Основной фазой тектонических движений для этих территорий, как и для других районов Восточного Забайкалья, является предверхнеюрская фаза, к которой поэтому, естественно, приурочено значительное количество интрузивных образований. В последнее время получены фактические данные, подтверждающие это предположение.

В Приаргунье (Покровское рудное поле) предверхнеюрский возраст Запокровского штока доказывается его приуроченностью к разлому, перекрытому верхнеюрской толщей, и наличием в гальках этой толщи пород, слагающих шток. Кроме того, рудные тела скарнового типа с арсенопиритовой минерализацией, связанные с Запокровским штоком, пересечены дайками гранодиорит-порфиров, для которых доказан преднижнемеловой возраст. Пересечение рудных тел, связанных с мезозойскими гипабиссальными интрузиями Приаргунья, дайками основного состава, известно и на других участках этой территории, однако геологические соотношения в этих случаях не выяснены с такой определенностью, как в районе Запокровского рудника. В 1958 г. на восточном фланге Явленского рудного поля (месторождение Капчил) А. А. Локерманом установлено перекрытие полиметаллических рудных тел верхнеюрскими отложениями.

В северо-восточной части Приаргунья развиты главным образом дайкообразные тела резко гипабиссального типа. К юго-западу от реки Ср. Борзи (до пос. Клички), кроме подобных образований, широко распространены штоки площадью не более 10—15 км², сложенные в ряде случаев породами более глубинного характера, относящимися к группе фаций средних глубин. Детальное петрографическое описание пород, слагающих мезозойские интрузивы северо-восточного участка, прилегающего к поселку Нерчинский Завод, было дано еще В. А. Мелиоранским (1932в), который выделил среди них анортоклазовые андезинофиры и альбитофиры, кварцевые и бескварцевые порфиры, а также дайки лампрофилов. Анортоклазовые андезинофиры и альбитофиры встречаются в виде мелких тел площадью до 2 км² в окрестностях пос. Михайловского и по р. Серный Ильдикан. Эти породы имеют порфировую структуру с микропиклитовой основной массой. Во вкраплениях присутствуют плагиоклазы, воднопрозрачные санидин-анортоклазы, биотит, очень редко амфибол и пироксен (обычно замещенные вторичными минералами) и изредка кварц. Плагиоклазы отличаются зональностью; в центральных частях интрузивов они представлены андезинами, а в краевых — альбитами и альбит-олигоклазами.

Среди гипабиссальных интрузивных образований Нерчинскозаводского района наиболее распространенными являются граносиенит-пор-

фиры и кварцевые порфиры. Они образуют дайкообразные тела, приуроченные к разрывным нарушениям северо-восточного и меридионального простираний и в ряде случаев имеют протяженность до 10 км при мощности 400—500 м в раздувах. По минералогическому составу среди порфиров выделяются две группы: кварцевые и бескварцевые (сиенит-порфиры). По данным Н. В. Шталь, изучавшей в последнее время мезозойские интрузии Приаргунья, наибольшее распространение имеют промежуточные разновидности типа граносиенит-порфиров. Среди порфиров В. А. Мелиоранский (1932в) выделил следующие разновидности: 1) породы, в которых вкрапленники принадлежат плагиоклазу и фемическим материалам, а основная масса не содержит плагиоклазов и характеризуется микропойкилитовой структурой — наиболее распространенные породы; 2) во вкрапленниках имеются плагиоклазы (иногда альбит), анортоклазы, фемические минералы и в редких случаях кварц; структуры основной массы микропойкилитовые, паналлотриоморфно-зернистые, микрофельзитовые и стекловатые; 3) вкрапленники представлены анортоклазом, фемическими минералами и кварцем; в лейкократовых разностях фемические минералы отсутствуют; основная масса микропойкилитовая; 4) породы афировой структуры, состоящие из кварца и щелочного полевого шпата в микропойкилитовом состоянии.

Большая часть порфиров подвергалась интенсивному гидротермальному метаморфизму, но наблюдаются и относительно свежие породы, часто с порфиритовыми выделениями характерных водянoproзрачных полевых шпатов. Вторичные изменения выразились в пелитизации, серицитизации, хлоритизации, окремнении и пиритизации. По наблюдениям Г. С. Лабазина, кварцевые порфиры пересекают бескварцевые и, следовательно, являются более молодыми. Кроме порфиров, встречаются дайки порфиритов и диабазов незначительных размеров, а также различные лампрофиры, относящиеся главным образом к группе спессартитов и в меньшей степени — к вогезитам и керсантинам. Лампрофиры моложе порфиров, а самыми поздними образованиями являются порфириты и диабазы, которые, возможно, синхронны неогеново-четвертичным эффузивам, широко развитым в Приаргунье.

Контактовое воздействие кислых гипабиссальных интрузий проявляется лишь в незначительном окварцевании вмещающих пород. В карбонатных породах, взятых непосредственно из контакта с порфирами, не выявлено никаких минералов, характерных для контактово-метаморфических зон. В эндоконтактовых частях интрузивных тел проявляются структурные изменения, выраженные в появлении пород эффузивного облика, основная масса которых обладает микрофельзитовыми и стекловатыми структурами.

В юго-западной части Приаргунской зоны широко развиты штоки, сложенные более глубинными породами. К ним относится сложный Запокровский шток, вытянутый в северо-восточном направлении и имеющий площадь около 12 км². В нем выделяются три группы пород, имеющие между собой четкие секущие контакты и различающиеся по времени образования (от более древних к молодым): 1) диориты, сиенито-диориты, кварцевые сиениты и граносиениты; 2) гранодиориты (слагающие главную массу штока); 3) граниты и гранит-порфиры. Эти разновидности пород различаются по составу и по количественным соотношениям породообразующих минералов, однако некоторые осо-

бенности последних свидетельствуют о родстве этих разных групп и вероятной близости времени их образования.

Калинатровые полевые шпаты, являющиеся породообразующими минералами большинства пород штока, относятся к группе анортоклазов и микроклин-анортоклазов; широко развитые плагиоклазы характеризуются во всех случаях резкой зональностью. Кроме роговых обманок и биотита, в наиболее основных разностях встречаются реликты пироксенов (авгитов). Акцессорные минералы представлены во всех группах сфеном, магнетитом, апатитом и цирконом. Породы характеризуются главным образом среднезернистыми и порфиридовидными структурами. В эндоконтактах образуются мощные зоны пород, имеющих мелкозернистую панидиоморфную структуру.

С Запокровской интрузией связаны многочисленные и разнообразные по составу жильные дериваты: микродиориты, авгитовые порфириты, спессартиты, гранодиорит-порфиры и микрограниты; в отдельных случаях отмечены мелкие аплитовые жилки и пегматоидные линзы. В контактовых зонах встречается много кварцево-турмалиновых жил. Контактные изменения вмещающих пород выражаются в образовании биотитовых роговиков и скарнов.

Серия штоков небольших размеров, сложенных диоритами, кварцевыми диоритами (наиболее распространенными), а также диорит-сиенитами и сиенитами, выявлена также в окрестностях пос. Кличка. Эти породы прорывают палеозойские отложения и самые молодые разности среднепалеозойских гранитов и приурочены к крупному разрывному нарушению сдвигового характера, аналогичному нарушениям, осложняющим Савво-Борзинскую синклиналиную структуру, сложенную отложениями нижней—средней юры. В 1948 г. Д. И. Горжевский в районе пос. Кличка установил, что эта структура не смещает верхнеюрских отложений. Породы Кличкинских штоков обладают средне- и крупнозернистыми структурами и слагаются зональными плагиоклазами (главным образом среднего состава), роговой обманкой, биотитом, калинагровыми полевыми шпатами (микроклин и микроклин-анортоклаз), встречающимися не во всех разновидностях, и иногда кварцем; редко выявляется моноклиный пироксен, из акцессорных минералов встречаются сфен (иногда до 5%), апатит, циркон, изредка гранат. Вторичные минералы развиты широко. Дайковые дериваты этих штоков представлены главным образом микродиоритами.

Эндоконтактные изменения в Кличкинских штоках проявляются слабо, контактное воздействие интрузивов на вмещающие породы весьма интенсивное. По данным С. С. Смирнова (19326), в карбонатных породах развиваются типичные контактно-метасоматические комплексы минералов и более поздние минералы пневматолитового и гидротермального происхождения. Им указываются диопсид, волластонит, гессонит, тремолит, форстерит, флогопит, андрадит, магнетит, различные сульфиды и др.; встречаются боросиликаты, в частности аксинит. В песчано-сланцевых свитах в большом количестве развивается силлиманит. В зоне непосредственного контакта происходит мигматизация вмещающих пород.

Кроме штоков, в юго-западной части Приаргунской зоны встречаются гипабиссальные тела. К центроклинальному замыканию крупной предверхнеюрской Калганской синклиналиной структуры приурочены штоки гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. Между р. Чиндагатай и падью Боямша (по левобережью р. Борзи) известна зона,

в которой широко распространены гипабиссальные интрузии, главным образом диоритовые порфириды, сиенит-диорит-порфиры и гранодиорит-порфиры. Часть из них представлена sillами и тесно связана со складчатыми формами, сложенными отложениями нижней—средней юры.

Согласная интрузия мощностью до 100 м, относящаяся по возрасту к нижней—средней юре, установлена на водоразделе пади Долбыркей и р. Донинская Борзя. Породы, его слагающие, относятся к анортклавовым сиенит-диорит-порфирам.

Мезозойские интрузивные образования Пришилкинской краевой зоны относятся к Годойской интрузии, представленной многочисленными дайками и мелкими штоками гипабиссальных пород среднего и кислого состава. В ряде случаев они имеют активный контакт с верхнеюрскими вулканогенными свитами, однако галька пород, характерных для Годойской интрузии, встречается в конгломератах устькарской и в других аналогичных по возрасту свитах, для которых наиболее вероятен верхнеюрский возраст. Таким образом, в этой зоне, так же как и в Приаргунье, вероятно, имеются близкие по своему характеру интрузивы, относящиеся как к предверхнеюрской фазе, так и к более поздним этапам активных тектонических движений в мезозое.

В составе Годойской интрузии наблюдаются кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, лампрофиры и микродиориты. Аналогичные интрузивы встречаются в крайних северо-восточных районах Восточного Забайкалья, в междуречье Шилки и Аргуни. Так, в низовьях р. Газимура (по левобережью пади Дыренская Какталга) выявлена серия штоков гранодиорит-порфиридов и гранит-порфиридов, отмеченная исследователями этого участка (М. Ф. Фишкин, Е. М. Лейфман, В. Д. Литвинов) к Годойской интрузии.

Магматизм верхней юры

Вулканогенные образования

Отложения верхнеюрского возраста представлены главным образом вулканогенными породами. Среди структурных форм, сложенных верхнеюрскими отложениями, выделяются два основных типа: унаследованные синклинали и наложенные мульды. Мощность вулканогенных образований в пределах унаследованных синклиналей в 3—5 раз больше, чем на участках, представляющих собой наложенные мульды, и достигает 1,5 км.

Кроме эффузивных пород, в составе сложных верхнеюрских комплексов в обилии присутствуют туфы и в ряде случаев грубообломочные породы; широко распространены также субвулканические тела, представляющие собой жерловины, дайки и штоки, тесно связанные с поверхностными излияниями. Часто они наблюдаются за пределами синклинальных структур, сложенных верхнеюрскими отложениями, и образуют цепочки выходов, приуроченных к крупным разрывным структурам, образовавшимся в связи с глыбовым расчленением Восточного Забайкалья в эту эпоху. Среди вулканических пород верхнеюрского возраста наиболее широко развиты различные андезиты и порфириды, менее распространены дациты и дацитовые порфириды, подчиненное значение имеют липариты, кварцевые порфиры и ортофиры и редко встречаются основные эффузивы типа базальтов и диабазов.

Намечаются некоторые закономерности в изменении состава вулканических комплексов, приуроченных к различным верхнеюрским структурным формам. Среди пород, слагающих унаследованные синклинали, в больших количествах присутствуют грубообломочные породы, среди эффузивных образований в них резко преобладают андезиты, порфириды и их туфы (Савво-Борзинская, Даинская, Александровозаводская синклинали, синклиналь к северу от с. Трубачево и др.).

В верхнеюрских эффузивах Аргунского хребта, слагающих наложенные мульды, широкое распространение имеют дациты. Небольшие наложенные мульды осевой части крупной антиклинали Кукульбейского хребта (в окрестностях Бугдаинского месторождения) сложены кислыми эффузивами и главным образом туфами кислого состава.

По данным И. В. Лучицкого (1950а), в Газимурозаводском районе среди вулканогенного верхнеюрского комплекса различаются: 1) эвпорфировые порфириды, среди которых наблюдаются авгитовые, роговообманковые и кварцевые разновидности; 2) афировые порфириды (состава диабазовых порфиритов); 3) вулканические брекчии порфирового состава. Подобные же породы описаны В. П. Масловым и А. Д. Зиновкиным (1940) в Даинском районе.

И. И. Кагушенок и М. С. Нагибина (1945) в Верхне-Урюмканском районе, кроме различных порфиритов, описывают андезиты и андезитобазальты. По данным Н. В. Горлова (1955), в районе Александровского Завода наибольшее распространение имеют различные порфириды, а также андезитодациты, дацитовые порфиры и санидиновые порфиры. В Аргунском хребте, по материалам Л. П. Ищуковой, кроме порфиритов и андезитов, очень широко развиты дациты и андезитодациты и в ряде мест устанавливаются липариты, кварцевые порфиры и фельзиты.

Среди верхнеюрских субвулканических образований наиболее распространенными являются интрузивные порфириды и диоритовые порфириды; реже встречаются кварцевые порфиры и гранитпорфиры, сиенито-диоритпорфириды и граносиенитпорфиры.

Интрузивные образования

Во многих районах Восточного Забайкалья верхнеюрские (преднижнемеловые) интрузивы не отделены от более древних мезозойских интрузивных образований. В составе Нерчинскозаводского комплекса гипабиссальных пород (по номенклатуре Н. В. Шталь), характерных для Приаргуны, имеются предверхнеюрские и более молодые преднижнемеловые интрузии. То же можно сказать об интрузивных образованиях Годойской интрузии.

Преднижнемеловые интрузии, как это доказывается работами последних лет, имеют значительно меньшее распространение, чем это предполагалось некоторыми исследователями.

Наиболее хорошо изученными являются преднижнемеловые интрузии юго-восточной части Восточного Забайкалья. Их возраст здесь доказывается О. Н. Белоусовой активными контактами с верхнеюрскими вулканогенными образованиями и обнаружением гальки некоторых характерных разновидностей пород этих интрузивов в нижнемеловых отложениях.

Верхнеюрские интрузии в юго-восточной части Восточного Забайкалья распространены весьма неравномерно. Среди пород этого воз-

раста выделяются более ранние штоки и образовавшиеся позже дайки и серии (свиты) даек, иногда дающие протяженные зоны определенного простирания.

Штоки имеют небольшие размеры, их площадь не превышает нескольких десятков квадратных километров (наиболее крупный из них около 40 км²); они приурочены к унаследованным синклиналям, располагаются в их краевых частях и прорывают верхнеюрские отложения, либо находятся в области развития более древних пород. Таким образом, они фиксируются лишь в зонах, где наиболее активно проявились верхнеюрские (преднижнемеловые) тектонические движения. Дайки распространены значительно шире. Они приурочены к системам разрывных нарушений чаще всего северо-восточного направления и располагаются как в краевых частях синклиналей, так и в соседних антиклинальных зонах. В областях развития пологих наложенных мульд встречаются лишь верхнеюрские дайки и дайкообразные тела. Сведения Н. В. Шталь о наличии в Аргунском хребте (около фермы Погадаевского совхоза) крупного штока гранит-порфиров, прорывающего верхнеюрские отложения, не подтвердились. Верхнеюрские эффузивы на контакте со штоком не подвергались изменениям и, следовательно, гранит-порфиры имеют более древний возраст.

Верхнеюрские штоки отличаются пестротой состава слагающих их пород и неустойчивостью структурных признаков. Характерной их особенностью является повышенная щелочность и постепенные переходы от одной породы к другой.

Наиболее распространенными являются сиенито-диориты, монцониты, сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты, диориты, ортоклазовые и нормальные габбро-диориты. Этими породами слагаются верхнеюрские штоки юго-восточной части Восточного Забайкалья — Акатуевский, Северо-Акатуевский, Боямшинский, Каргантуйский, Мулинский, шток к югу от Соктуевского массива и др. Широко распространенные сиенито-диориты состоят из тонко сдвойникованных плагиоклазов (№ 22—35), калинатовых полевых шпатов (преимущественно анортоклазов, реже микроклинов и ортоклазов); из цветных в них встречаются диопсид, обыкновенная роговая обманка и биотит, кварц обычно встречается в незначительных количествах. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, изредка сфеном. Для калинатовых полевых шпатов характерны антипертитовые вроски и микропегматитовые сростания с кварцем. Породы отличаются гипидиоморфнозернистыми, иногда порфиroidными структурами. Вкрапленники представлены плагиоклазами и цветными минералами.

Монцониты, ортоклазовые габбро-диориты и близкие к ним породы развиты главным образом в эндоконтактных зонах. Они характеризуются (в отличие от пород предыдущей группы) присутствием более основных плагиоклазов (№ 42—55 и выше), значительным количеством калинатовых полевых шпатов; появлением оливина и в редких случаях гиперстена. Характерна неустойчивость состава, что наиболее четко проявляется в наличии оливина, с одной стороны и кварца, с другой. Оливины обычно интенсивно замещены илдингситом. Структура пород гипидиоморфнозернистая, иногда наблюдаются признаки монцонитовой; часто встречаются порфиroidные разности. Для пород характерно кучное распределение в них фемических минералов.

В нормальных габбро-диоритах, которые встречаются редко, калинатовый полевой шпат и кварц отсутствуют. Сиениты, кварцевые сие-

ниты и граносиениты имеют резко подчиненное распространение. Штоки верхнеюрского возраста известны еще в ряде районов Восточного Забайкалья. В окрестностях пос. Запокровский выявлена серия штоков и даек гранодиорит-порфиров, причем последние прорывают верхнеюрские отложения. В низовьях р. Унды Т. М. Дембо (1944) описал массив лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, прорывающих верхнеюрскую вулканогенную свиту. Структура основной массы этих пород микрогранитовая. Вкрапленники, представленные полевыми шпатами, характеризуются зональностью: по периферии они окружены каймой, состоящей из того же минерала, но содержащей включения основной массы. Кайма вокруг вкрапленников плагиоклазов кислее, чем их внутренняя часть, у ортоклазов она не содержит пертитовых вростков, характерных для внутренних частей кристаллов. В районе р. Даи В. П. Маслов и А. Д. Зиновкин (1940) описывают мелкие массивы сиенитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов и диоритов, сходных с верхнеюрскими интрузиями. Они относятся к мезозою, однако это не может считаться доказанным.

Дайки и дайкообразные тела, прорывающие верхнеюрские вулканогенные образования имеют в Восточном Забайкалье широкое распространение. Они в большинстве случаев не могут рассматриваться как жильные дериваты штоков, так как территориально с ними обычно не связаны и образуют самостоятельные группы и зоны, контролируемые системами протяженных разрывных нарушений. Наиболее распространенными среди них породами являются кварцевые порфиры, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, альбитофиры и лампрофиры.

Магматизм нижнего мела

Вулканогенные образования

В нижнемеловых отложениях ряда районов Восточного Забайкалья широко развиты кислые эффузивы и их туфы, в незначительных количествах встречаются также излившиеся породы основного состава. Мощность этих вулканогенных комплексов иногда измеряется первыми сотнями метров. В Приаргунье (в районе поселков Нерчинский Завод — Запокровский — Дучары) в составе нижнемеловых отложений широко развиты кварцевые порфиры и липариты, а также различные туфы и туфобрекчии кислого состава. Обломочные породы нижнемелового возраста часто содержат значительную примесь туфового материала. В кислых эффузивах встречаются вкрапленники кислых плагиоклазов (олигоклаз-андезинов), санидина и изредка кварца и биотита; по структуре основной массы выделяются фельзитовые, перлитовые и сферолитовые разновидности; характерны пепловые туфы.

Эффузивно-туфогенные образования в ряде случаев залегают на обломочных отложениях, содержащих нижнемеловую фауну, а также непосредственно на палеозойском фундаменте. Эти соотношения послужили основанием для отнесения этого комплекса пород к верхней подлите нижнего мела, а ряд исследователей относили его к верхнемеловой эпохе. Для решения вопроса о его возрасте важное значение имеют детальные работы, произведенные Ю. П. Писцовым (1957а, 1957б) в районе Березовского месторождения. Здесь установлено постепенное фациальное замещение эффузивно-туфогенных образований нижнемеловыми обломочными отложениями, а также наличие в составе нижне-

меловой свиты незначительных по мощности покровов пород основного состава.

В верховьях р. Урова (в районе с. Дучары) описываются разнообразные эффузивы и туфы кислого состава, подробно охарактеризованные И. В. Лучицким и М. С. Нагибиной (1938). Среди эффузивов отмечаются липариты либо с полустекловатой, либо с микрогранитовой и микропегматитовой основной массой, фельзитовые липариты и перлиты. Вкрапленники в этих породах представлены санидином, кварцем, биотитом. Для многих из них характерны флюидалные структуры и полосчатые текстуры. По мнению указанных авторов, липариты залегают на покровах андезито-базальтов, которые относятся к неогеново-четвертичным образованиям. Этот вывод в 1956 г. поддержал Г. И. Князев.

Исследования, проведенные на данном участке В. Н. Козеренко совместно с А. А. Локерманом (1958), выявили, что отдельные купола липаритов занимают более высокое гипсометрическое положение по сравнению с выходами андезито-базальтов. Это, по-видимому, объясняется сохранением форм древнего рельефа и избирательной эрозией. Таким образом, в указанном районе нет доказательств того, что липариты занимают по отношению к покровам основных лав более высокое стратиграфическое положение, а характер комплекса такой же, как и на других участках развития эффузивно-туфогенных образований нижнемелового возраста. В долине р. Онон (в Акшинском районе) липариты, подобные дучарским, залегают на эффузивном комплексе пород, имеющем, по-видимому, верхнеюрский возраст.

И. И. Катусенок и М. С. Нагибина (1945) описывают покровы кварцевых порфиров и пехштейнов среди нижнемеловых отложений Верхне-Урюмканского района. Покровы кварцевых порфиров с микроклином и сопровождающие их туфы, залегающие на нижнемеловых отложениях в бассейне р. Дай, отмечаются В. П. Масловым и А. Д. Зиновкиным (1940). Здесь же среди древних пород встречены дайки санидиновых кварцевых порфиров. Аналогичные породы описываются Т. М. Дембо (1944) в составе нижнемеловых отложений бассейна р. Унды. В юго-западной части Приаргунской полосы среди обломочных нижнемеловых отложений встречаются горизонты кислых туфов.

Совершенно иные эффузивные образования, входящие в состав фаунистически охарактеризованных нижнемеловых отложений, описываются М. А. Иващенко, Н. В. Шталь в окрестностях деревни Н. Дурулгуй. Здесь отмечаются эффузивы, представленные массивными и миндалекаменными базальтами и долеритами, и различные туфы и туфолавы; кроме того, встречены пластовые интрузии лейкократовых долеритов, с которыми связаны маломощные дайки сиенит-пегматитов и аплитов, секущие указанные пластовые залежи, но почти не выходящие за их контуры. Эффузии и интрузии отличаются несколько повышенной щелочностью по сравнению со средними типами подобных пород. В ряде мест встречаются дайки пород кислого состава, прорывающие нижнемеловые отложения и субвулканические тела кварцевых порфиров, имеющие интрузивные контакты с вмещающими обломочными нижнемеловыми толщами. Наличие посленижнемеловых интрузий гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, которые описываются в некоторых работах (Лучицкий, 1950а), последующими исследованиями не подтвердилось.

Метаморфизм, связанный с мезозойскими (юрскими) интрузиями

Метаморфизм, связанный с мезозойской интрузивной деятельностью, проявляется в различных формах и с различной степенью интенсивности в разных частях региона. Это прежде всего объясняется особенностями предверхнеюрских интрузий, характерных для различных структурно-фациальных зон сложно построенной мезозойской Забайкальской остаточной геосинклинальной системы. В пределах Центральной Восточно-Забайкальской синклинальной зоны в связи с крупными гранитными интрузиями наблюдаются мощные зоны контактового метаморфизма шириной в несколько километров. С Цаган-Олуевским массивом связано образование типичных инъекционных гнейсов. Мощные полосы интенсивно преобразованных пород встречаются также в пределах Северо-Западной синклинальной зоны.

В Переходной зоне известны лишь отдельные «пятна» роговиков мощностью в сотни метров, приуроченные к развитым здесь штокам (Шахтаминскому, Пуринскому и др.). Кроме того, здесь встречаются специфические линейные зоны динамотермального метаморфизма, приуроченные к стыку крупных структур различного характера. Подобная зона, подробно описанная О. Н. Белоусовой (1954), располагается на границе крупной Савво-Борзинской синклинали и Газимурской антиклинали и вытянута в северо-восточном направлении. В ее пределах породы интенсивно катаклазированы, милонитизированы и подвергались метаморфизму с появлением в породах новообразований биотита, серицита, хлорита и изредка граната.

В Приаргунской зоне маломощные и слабо дислоцированные юрские отложения практически не метаморфизованы. Здесь встречаются лишь отдельные незначительных размеров площади, в которых контактовый метаморфизм связан с редкими штоками относительно глубинных мезозойских интрузивных пород предверхнеюрского возраста (Запокровский и Кличкинский штоки), и маломощные зоны метаморфизма, связанные с более поздними верхнеюрскими интрузиями. Кроме того, здесь известны линейные зоны, приуроченные к разрывным нарушениям, с которыми связан гидротермальный, относительно низкотемпературный метаморфизм (доломитизация, серицитизация, окварцевание). В Северо-Западной зоне, кроме отдельных участков контактовых роговиков, приуроченных к мезозойским штокам, относящимся, по-видимому, к двум главным этапам развития интрузивных процессов в мезозое, широкое распространение имеют протяженные линейные зоны турмалинизации.

Магматизм кайнозоя

Активные вулканические процессы завершились в неогене и в древнечетвертичной эпохе обширными излияниями андезито-базальтов. Покровы этих пород мощностью до 150—200 м, залегающие горизонтально или почти горизонтально, приурочены обычно к депрессионным участкам рельефа и часто встречаются совместно с отложениями нижнего мела, несогласно их перекрывая. В районе Торейских озер они залегают стратиграфически выше отложений, которые С. А. Музылев (19326) рассматривал как третичные. По р. Аргуни покровы андезито-базальтов залегают, по данным А. В. Внукова, на древних террасовых отложениях, в которых обнаружены споры неогенового возраста. Боль-

шинством исследователей они датируются как неогеновые — нижнечетвертичные.

Молодые покровы сложены средними и основными породами, тесно связанными друг с другом взаимными переходами. Они представлены гиперстен-авгитовыми, авгитовыми и роговообманковыми андезитами, андезито-базальтами, базальтами, долеритами и трахидолеритами. Для всех разновидностей пород характерно значительное содержание щелочного полевого шпата, представленного анортоклазом. Особенно велико его содержание в трахидолеритах и трахиандезитах. Породы залегают в виде покровов, изредка наблюдаются аналогичного состава дайки. Широкое распространение среди них имеют пузыристые лавы, представленные чаще всего миндалекаменными разностями, в которых пустоты выполнены халцедоном, опалом, агатом, иногда кристаллическим кварцем, карбонатами и изредка цеолитами.

Покровы иногда представлены более кислыми разностями пород, относящимися к андезито-дацитах. Известны дайки кислого состава, пересекающие покровы андезито-базальтов (Луцицкий, 1950а). В верхних их частях в единичных случаях зафиксированы маломощные горизонты липаритов.

* * *

В заключение следует отметить, что магматические образования Восточного Забайкалья, относящиеся к гранитоидному ряду, занимают промежуточное положение между щелочноземельными и щелочными породами. Сравнение гранитоидных и близких к ним интрузивных образований юго-восточной части Восточного Забайкалья позволило сделать следующие основные выводы:

1. Породы палеозойского и мезозойского вулканических этапов характеризуются близкими петрохимическими особенностями. Среди тех и других наблюдаются все переходные разности от ультракислых аляскитовых гранитов до кварцевых диоритов и диоритов, с одной стороны, и от пород нормального состава до приближающихся к щелочным типа щелочных гранитов, сиенитов и монзонитов — с другой стороны. Обе возрастные серии интрузивных пород должны быть отнесены к группе субщелочных образований.

2. Отличия в химизме пород обоих вулканических циклов можно уловить только статистическим методом, учитывая то или иное количественное преобладание отдельных типов пород. Так, среди гранитоидов палеозойского возраста резко преобладают породы гранитной серии; в гранитоидах, связанных с мезозойской вулканической эпохой, хотя и имеются кислые и даже ультракислые граниты, преобладающее значение имеют гранодиориты, а также породы, приближающиеся к щелочным. Обращает на себя внимание также повышенная роль калия в интрузивных породах мезозойского возраста.

Глава VI

ТЕКТОНИКА

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение различных частей Читинской области существенно отличается друг от друга. В ее пределах выделяется три главнейших региона: Олекмо-Витимская горная страна, входящая в территорию области лишь частично, Восточное и Центральное Забайкалье.

Олекмо-Витимская горная страна, занимающая северную часть области, сформировалась в результате архейских, протерозойских и древнекаледонских складчатых движений. В дальнейшем она подвергалась лишь глыбовым дислокациям. Крайнюю северо-восточную оконечность Читинской области занимает Чарская глыба, сложенная архейскими образованиями. От Алданского щита она отделяется Олекминской ветвью протерозойской складчатости. Небольшой выступ архейского фундамента наблюдается также юго-западнее, по правобережью р. Витима, где на территорию области частично заходит Южно-Муйская архейская глыба. С запада и юга Чарскую глыбу окаймляет зона протерозойской складчатости; юго-западнее устанавливается древнекаледонская складчатая зона. В районе Каларской депрессии выявляются отложения, которые, вероятно, представляют собой фрагмент образований передового прогиба древнекаледонской складчатой области.

Юго-восточная граница складчатой области этого возраста проводится совершенно условно. Учитывая, что в верховьях р. Олекмы широко распространены глубинные гнейсированные граниты, имеющие каледонский возраст, и здесь же встречаются интенсивно дислоцированные и метаморфизованные толщи, сопоставляемые с нижнепалеозойскими отложениями других районов, эта территория относится уже к древнекаледонской складчатой области.

Восточное Забайкалье и Даурская зона Центрального Забайкалья, занимающие юго-восточную часть Читинской области, относятся к мезозойской складчатой зоне. Здесь выявляется сложно построенная мезозойская остаточная геосинклиналиная система, закончившая свое существование в предверхнеюрское время. Она состоит из целого ряда резко отличающихся друг от друга структурно-фациальных зон, в которых с различной интенсивностью проявились мезозойские движения, что нашло свое отражение в различных мощностях и фациальных особенностях слагающих их толщ, а также в морфологических особенностях, характерных для разных зон структур и, наконец, в характере интрузивных проявлений.

В верхнеюрскую и нижнемеловую эпохи накопление осадков здесь происходит лишь в разобщенных прогибах. Особыми структурами

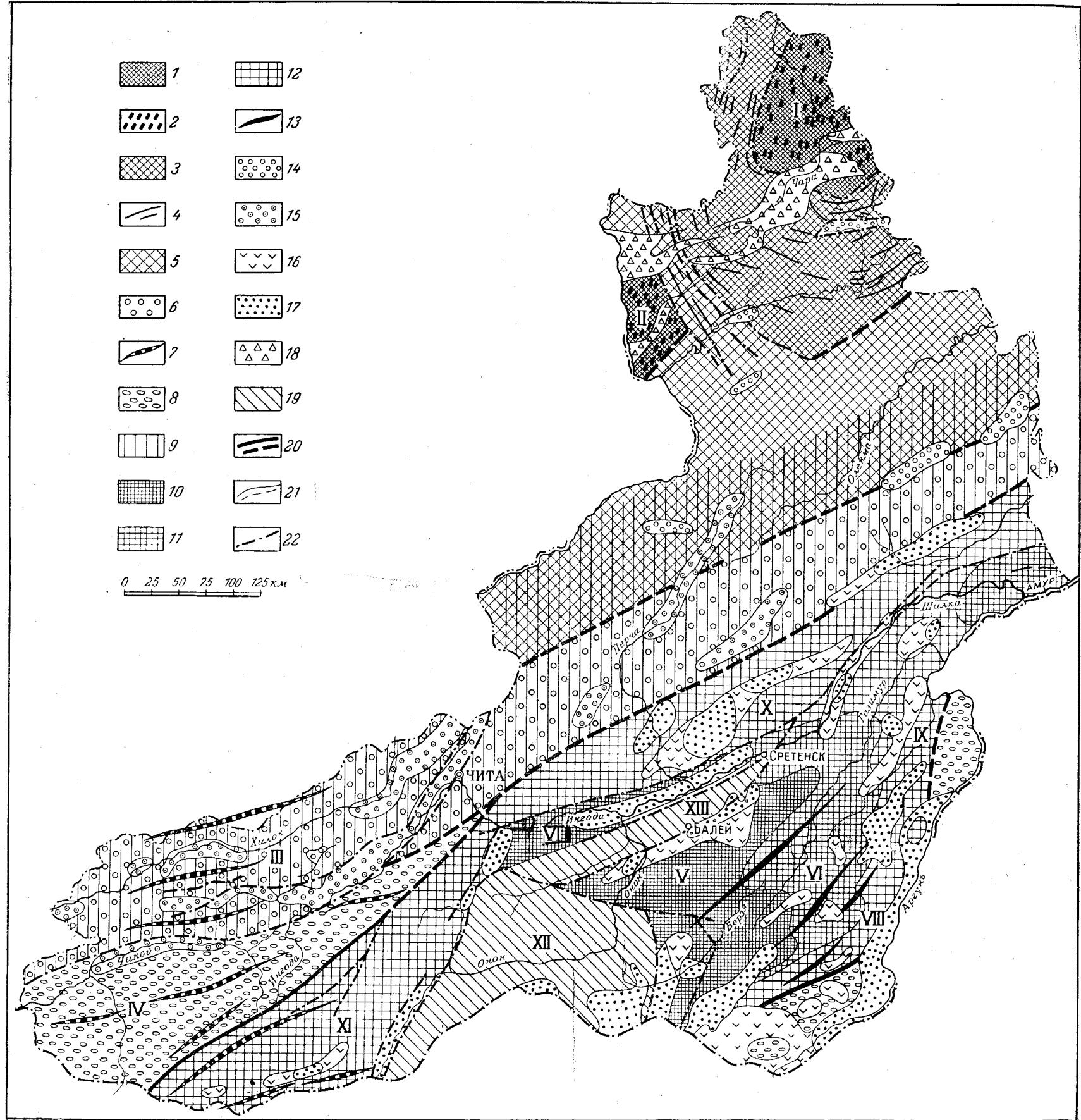


Рис. 49. Тектоническая схема Читинской области. Составил В. Н. Козеренко с использованием материалов Л. И. Салопы и В. В. Старченко

1 — устойчивые массивы (глыбы), сложенные архейскими образованиями; 2 — простирание структур в архейских комплексах; 3 — протерозойская складчатая область; 4 — простирание складок в протерозойских комплексах; 5 — древнекаледонская складчатая область; 6 — краевая геантиклинальная зона среднепалеозойской складчатой области; 7 — оси антиклинорий (нижне-, средне- и верхнепалеозойского возраста); 8 — краевая геантиклинальная зона складчатой области верхнего палеозоя — низов мезозоя; 9 — зона глыбовых движений верхов палеозоя — низов мезозоя. Область мезозойской (предверхнеюрской) складчатости; 10 — центральные части остаточных геосинклиналей; 11 — переходная зона; 12 — краевые зоны и участки внутренних поднятий; 13 — оси предверхнеюрских антиклинорий. Впадины и прогибы мезозойского и кайнозойского возраста; 14 — впадины и прогибы, выполненные нижне-среднеюрскими отложениями; 15 — впадины и прогибы, выполненные отложениями от средней юры до нижнего мела включительно; 16 — впадины и прогибы, выполненные верхнеюрскими отложениями; 17 — впадины и прогибы, выполненные нижнемеловыми отложениями; 18 — впадины и прогибы, выполненные кайнозойскими отложениями; 19 — герциемезозойские глыбовые поднятия; 20 — границы между складчатыми областями различного возраста (достоверные и предполагаемые); 21 — границы между структурно-фациальными зонами в пределах складчатой области (достоверные и предполагаемые); 22 — главнейшие тектонические разрывные нарушения. I — Чарская глыба; II — Южно-Муйская глыба; III — Хилокская зона; IV — Зачикойская зона; V — Центральная синклиальная зона; VI — Северо-Западная синклиальная зона; VII — Переходная зона; VIII — Приаргунская зона; IX — зона Газимуро-Урюмканских поднятий; X — Пришилкинская зона; XI — Даурская зона; XII — Агинский массив; XIII — Борщовочная глыба

являются верхнемезозойские глыбовые поднятия — Агинский массив и Борщовочная глыба, имеющие длительную историю развития, которая расшифровывается с очень большим трудом по причине их глубокой эрозии. Формирование их завершилось в верхнем мезозое, о чем свидетельствуют оконтуривающие их молодые разрывы и приразломные прогибы, приуроченные к их периферии.

Большая часть Центрального Забайкалья и южная часть Олекмо-Витимской горной страны составляют полосу, располагающуюся между указанными выше двумя областями, имеющими резко различный возраст складчатости. Эта полоса расширяется на юго-западе области, в Центральном Забайкалье и сужается на северо-востоке, где на нее наложена зона более молодой мезозойской складчатости. В Центральном Забайкалье в эту полосу входят Зачикойская зона, занимающая юго-восточную часть этого региона, и Хилокская зона, располагающаяся к северо-западу от нее. Границей между ними является система глубинных разломов, именуемая Чикой-Ингодинским структурным швом.

В Зачикойской зоне весьма активно проявились среднепалеозойские тектоно-магматические процессы и в несколько ослабленной форме тектонические движения и интрузивная деятельность конца палеозойской и начала мезозойской эры. Хилокская зона в основном сформировалась в результате каледонских движений, однако одновременно эта территория является краевой частью среднепалеозойской складчатой области. Основные особенности южной части Олекмо-Витимской горной страны и прилегающих к ней участков северо-западной полосы Восточного Забайкалья аналогичны только что отмеченным чертам геологического развития Хилокской зоны.

Область активных движений геосинклинального характера, относящихся к концу палеозойской и началу мезозойской эры, проявившихся в юго-восточной части Центрального Забайкалья и Восточном Забайкалье, окаймляется с северо-запада широкой полосой развития интенсивных глыбовых дислокаций того же возраста. Эта полоса охватывает Хилокскую зону Центрального Забайкалья, южную половину Олекмо-Витимской горной страны и прилегающие участки самой северо-западной части Восточного Забайкалья. В пределах только что отмеченной полосы активно проявились также более молодые глыбовые движения мезозойского возраста. В связи с ними происходило накопление осадков, датируемых от средней юры до нижнего мела включительно, они формировались в структурах типа глыбовых синклиналей. Все главнейшие структурные единицы отражены на тектонической схеме (рис. 49).

Раздел тектоники состоит из двух глав. В первой описывается геологическое строение северной части Олекмо-Витимской горной страны, во второй — тектоника Забайкалья (Восточного и Центрального). О структурных особенностях южной половины Олекмо-Витимской горной страны могут быть сделаны лишь очень краткие выводы, так как эта часть области занята огромными массами гранитоидных пород, в которых сохранились лишь отдельные участки и ксенолиты глубоко метаморфизованных образований недостаточно ясного стратиграфического положения. Кроме того, здесь выявляются тектонические депрессии, заполненные мезозойскими осадками. Недостаточность геологической летописи не дает возможности сколько-нибудь подробно установить историю структурного развития этого участка.

ТЕКТНИКА ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Первый исследователь Олекмо-Витимской горной страны П. А. Кропоткин в своей известной работе «Общий очерк орографии Восточной Сибири» (1875) высказал предположение, что «высокое плоскогорье» Восточной Сибири вместе с окраинными горными сооружениями, к которым относится рассматриваемая территория, представляет собой древнюю сушу, которая, начиная с девона, не затоплялась морем. Эта суша и явилась тем остовом, вокруг которого постепенно формировался весь Азиатский материк. Эта идея нашла свое дальнейшее развитие в работах Н. Д. Черского и особенно В. А. Обручева. Согласно взглядам В. А. Обручева, Олекмо-Витимская горная страна входит в состав «древнего темени» Азии, которое представляет собой материковую глыбу, созданную в результате тектонических движений и интрузивной деятельности еще в архейскую эру, но окончательно оформившуюся только в конце протерозоя. В дальнейшем эта глыба никогда не покрывалась морем и «в орогенических движениях следующих геологических периодов, начиная с кембрия, древнее темя участвовало также только как сложное целое, поднимаясь на различную высоту разными своими частями, отделенными друг от друга разломами» (Обручев, 1927).

Сторонником противоположной точки зрения, согласно которой Байкальская горная область относится к зоне типичного проявления каледонской складчатости, был один из первых исследователей Олекмо-Витимской горной страны А. К. Мейстер (1910, 1932). Этим геологом к кембрию были отнесены мощные толщи геосинклинальных метаморфизованных осадков бассейна реки Витима, а к каледонскому этапу диастрофизма — разнообразные магматические комплексы пород, прорывающие метаморфические толщи. Вследствие того, что метаморфические толщи Средне-Витимского района были отнесены А. К. Мейстером к кембрию условно, на основании только аналогии с палеозойскими отложениями окраины Байкальского нагорья (фауна в них еще не была обнаружена), эта концепция была очень уязвимой для критики и не пользовалась широким признанием.

В дальнейшем оригинальные представления о строении Байкальской горной области были развиты Н. С. Шатским (1932), который, используя лишь крайне ограниченный фактический материал, имевшийся к тому времени, сумел сделать глубокие выводы, впоследствии подтвердившиеся в своих главных чертах. По его мысли, Байкальская горная страна не сопоставима с типичными («классическими») каледонидами, например, Западной Европы, а представляет собой область, в которой тектогенез в геосинклинальной форме завершился еще в конце нижнего кембрия. Территория Байкальской горной области, по мнению этого исследователя, должна быть отнесена к зоне «байкальской складчатости», обрамляющей с юга и юго-востока Сибирскую платформу, которая приобщилась к последней в самом начале палеозоя.

Дальнейшее развитие взглядов на тектонику Байкальской горной области нашло отражение в сводке Е. В. Павловского (1940), который подчеркивает вслед за Н. С. Шатским специфику развития этой области в нижнем палеозое, однако полагает, что окончательное замыкание каледонской геосинклинали Байкальского нагорья произошло не в конце нижнего кембрия, а в конце силура. Е. В. Павловским были

уточнены границы каледонской складчатой зоны, в этом числе ее восточная граница, которая, по его мнению, проходит в районе реки Ср. Витима (от поселка Усть-Жуи на севере к устью р. Ципы на юге) *. Область, расположенная к востоку от этой границы, не испытала складчатости не только в нижнем палеозое, но, по-видимому, также и в верхнем протерозое.

Новыми исследованиями граница каледонской складчатости в Олекмо-Витимской горной стране была подтверждена и значительно уточнена. Эти исследования показали ошибочность взглядов некоторых геологов, выделявших в пределах данной территории силурийские осадочно-метаморфические и магматические комплексы, на которые, в частности, базировался Е. В. Павловский при определении времени окончательного оформления каледонид.

Структура Олекмо-Витимской горной страны создана архейскими, нижне- и верхнепротерозойскими, нижнепалеозойскими и, наконец, мезокайнозойскими движениями.

Архейские структуры

Архейские суперкрупные толщи в районе Чарской глыбы собраны в крутые и сжатые складки северо-восточного и почти меридионального простирания. Такую же ориентировку имеют конкордантные синтетектонические интрузии гранито-гнейсов.

Многочисленные зоны дробления и сбросы, которыми расколото архейское основание, имеют более поздний возраст. Большая часть их возникла в результате нижнепротерозойского тектогенеза, так как по ним внедрились трещинные интрузии габброидов каларского комплекса и гранитоидов кодарского комплекса. Некоторые из них имеют более молодой возраст, так как по ним сброшены кембрийские и юрские отложения и внедрились малые кратогенные интрузии субщелочной и щелочной сиенитовой магмы, по-видимому, синхроничные послепалеозойскому щелочному комплексу Алдана. Складчатая структура архея существенно переработана нижнепротерозойским тектогенезом только вдоль западной окраины Чарской глыбы. Здесь архейские образования подверглись повторной местной гранитизации в связи с внедрением оронского комплекса гранитоидов и местами испытали регрессивный метаморфизм, выраженный в образовании филлитов (филлонитов) за счет гнейсов и мигматитов **. Вдоль южной окраины Чарской глыбы структура архейских образований резко дисгармонична структуре протерозоя. Последняя имеет отчетливое северо-западное простирание, тогда как соприкасающиеся с ней архейские образования имеют выдержанное северо-восточное простирание.

Северо-восточное простирание складчатых структур архейского комплекса выдерживается даже в пределах Муйской глыбы, которая представляет собой сравнительно небольшой выступ архейского фундамента. Только в бассейне р. Калара, где архейские образования подверглись существенной повторной гранитизации в течение нижнего протерозоя,

* На тектонической схеме, приложенной к тому, граница древнекаледонской складчатой зоны проведена иначе. Ее обоснование приведено в вводной части главы, посвященной тектонике (прим. ред.).

** Явления диафореза наблюдаются также в гнейсах архея и в средней части Чарской глыбы вблизи некоторых мощных разломов.

они значительно переработаны протерозойской складчатостью. По-видимому, процессы гранитизации, приводящие породы фундамента в более мобильное состояние, создают необходимые условия для последующих складчатых деформаций.

Нижнепротерозойские структуры

В нижнем протерозое в Олекмо-Витимской горной стране отчетливо обособились две структурно-фациальные зоны: Кодаро-Удоканская и Витимо-Муйская, отличающиеся разным характером осадконакопления и магматизма (рис. 50).

Кодаро-Удоканская зона относится к периферическому поясу геосинклиальной системы, примыкающему к Чарской глыбе и Алданской платформе (внешний пояс). Зона характеризуется широким развитием метаморфических толщ нижнего протерозоя, представленных осадками

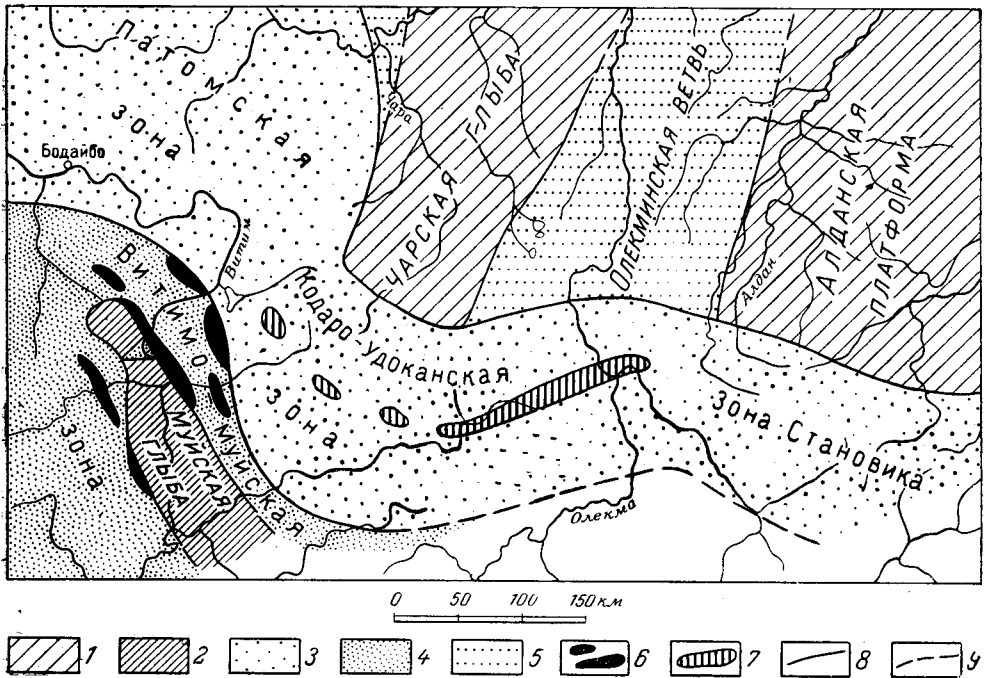


Рис. 50. Схема расположения главных структурных элементов Олекмо-Витимской горной страны в нижнем протерозое

1 — платформенные сооружения; 2 — внутренние массивы (глыбы); 3 — структурно-фациальные зоны внешнего пояса; 4 — структурно-фациальная зона внутреннего пояса; 5 — побочная ветвь Байкальской геосинклиальной системы; 6 — сфилитовые интрузии внутреннего пояса; 7 — габбро-анортозитовые интрузии внешнего пояса. Границы между тектоническими структурами: 8 — достоверные; 9 — предполагаемые

преимущественно терригенного характера. Состав обломочного материала указывает на снос его со стороны Алданского щита и особенно с Чарской глыбы. Последняя отделялась от Алданского щита зоной относительно неглубоких прогибов, в которых накапливались маломощные осадки нижнего протерозоя, впоследствии подвергшиеся сравнительно слабой складчатости и слабому метаморфизму (побочная Олекминская ветвь).

Кодаро-Удоканская складчатая зона нижнего протерозоя огибает с запада и с юга Чарскую глыбу. В соответствии с ее контурами изменяется и простирание складок, сложенных нижнепротерозойскими отложениями. Между оз. Ничатка и р. Сыгихтой (в северной части зоны) протерозойские структуры имеют северо-восточное и меридиональное простирание, в верховьях рек Сюльбана и Куда-Мала простирание изменяется на меридиональное и северо-западное, а в хребте Удокан преобладает широтное простирание, переходящее в северо-восточное.

В том же направлении вытянуты плутонические тела каларского, оронского и кодарского интрузивных комплексов, причем для каждого из них отмечается определенное поясовое расположение. Так, раннеорогенные габбро-анортозитовые интрузии каларского комплекса слагают отчетливо выраженный пояс, располагающийся примерно по середине зоны и протягивающийся далеко за пределы Олекмо-Витимской горной страны вдоль южной окраины Алданского щита, вплоть до Тихого океана.

Синтектонические (орогенные) гранитоиды оронского комплекса распространены преимущественно около внутренней границы Кодаро-Удоканской зоны и также протягиваются далеко на восток, обрамляя с юга Алданский щит (древнестановые граниты Д. С. Коржинского). Позднеорогенные гранитоиды кодарского комплекса располагаются преимущественно вдоль внешней границы зоны на стыке с Чарской глыбой архея; их расположение контролируется зонами глубоких и крупных нарушений, отделяющих Чарскую глыбу архея от протерозойского складчатого обрамления.

Складчатые структуры архея Чарской глыбы во время нижнепротерозойского тектоно-магматического этапа не были в сколь-нибудь заметной мере подвержены переработке. Чарская глыба реагировала на тектонические напряжения в основном образованием глубоких расколов, по которым происходило внедрение нижнепротерозойских габброидов и гранитоидов трещинного типа.

Совершенно иным воздействием были подвержены породы архейского фундамента на юге Кодаро-Удоканской зоны, где (бассейн р. Калара) во время протерозойского орогена произошла повторная гранитизация архейских образований и они подверглись пликративным дислокациям по одному структурному плану с нижнепротерозойскими толщами. Если на стыке Чарской глыбы с протерозойскими толщами последние имеют резко отличную ориентировку по отношению к складчатой структуре архея, то на юге, в бассейне р. Калара, архейские и протерозойские толщи образуют в общем единую складчатую структуру.

Витимо-Муйская структурно-фациальная зона Байкальской геосинклинальной системы примыкает к Кодаро-Удоканской зоне с запада и юго-запада, располагаясь в центральных частях геосинклинального пояса (внутренний пояс). Она отделяется от Кодаро-Удоканской зоны глубинными разломами, по которым внедрялись офиолитовые интрузии гипербазитов и габброидов. Внутри нее располагается Муйская глыба архея. Накопление мощных толщ нижнего протерозоя происходило здесь в Витимо-Муйской зоне за счет излияний эффузивов и выбросов пирокластического материала. Значение осадков, приносимых с выступов архейского фундамента, здесь практически было ничтожным. За счет сноса материала с Муйской глыбы образовались лишь базальные горизонты Муйской серии пород (в районе кл. Самокут). Однако структурные особенности Витимо-Муйской зоны в значительной мере опре-

деляются Муйской глыбой. Структура нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ и отложений нижнего кембрия этой зоны вблизи Муйской глыбы явно приспособлена к форме последней и обтекает ее со всех сторон. В то же время и в структуре архейских образований глыбы наблюдается некоторое подчинение протерозойскому структурному плану. Это особенно отчетливо видно в северо-восточной части Северо-Муйской глыбы, где архейские образования вблизи края плиты около глубинных разломов резко изменяют свое выдержанное северо-восточное простирание на северо-западное, присущее в данном участке протерозойским структурам.

Складчатые структуры в нижнепротерозойских отложениях в Витимо-Муйской и Кодаро-Удоканской зонах отличаются большой сложностью. Для них характерно наличие изоклинальных и опрокинутых складок, группирующихся в складчатые структуры все более и более высоких порядков (антиклинории и синклинории), но в пределах Кодаро-Удоканской зоны иногда встречаются сравнительно простые и крупные складки, легко поддающиеся картированию (особенно при наличии маркирующих горизонтов).

Верхнепротерозойские структуры

Верхнепротерозойские отложения, развитые только в крайней западной части Олекмо-Витимской горной страны, имеют незначительное распространение и, следовательно, структурные формы этого этапа не могут быть более или менее расшифрованы. В бассейне р. Ср. Витима осадочно-вулканогенная толща верхнего протерозоя, залегающая с резким несогласием на породах нижнего протерозоя, смята в пологие крупные складки северо-западного, почти меридионального простирания, разорвана сбросами или крутыми надвигами и сечется небольшими или средней величины интрузиями гранитоидов.

Интенсивность складчатости и метаморфизма пород верхнего протерозоя заметно возрастает по направлению к западу или к юго-западу, т. е. к центральным частям Байкальского нагорья. По-видимому, в пределах рассматриваемого района располагалась периферическая область геосинклинали, характеризующаяся ослабленным тектоническим режимом. Можно полагать, что в восточной части Олекмо-Витимской горной страны, в пределах Кодаро-Удоканской зоны, верхнепротерозойские движения проявились очень слабо и существенно не изменили структуру, образовавшуюся в раннем протерозое. В пользу этого представления говорит почти полное отсутствие там не только верхнепротерозойских осадочных толщ, но и проявлений верхнепротерозойского магматизма. Кроме того, анализ фаций верхнего протерозоя указывает на существование в пределах восточной части Олекмо-Витимской горной страны суши, с которой поступал терригенный материал для осадочных толщ в более западные районы.

Нижнепалеозойские структуры

Структуры кембрийских отложений не переработаны более поздними движениями, они лишь нарушены дизъюнктивами мезо-кайнозойского возраста.

В Олекмо-Витимской горной стране кембрийские отложения представлены геосинклинальными и платформенными образованиями. Ин-

тенсивные нижнепалеозойские движения проявились только в западной части страны, где кембрийские отложения смяты в складки, разорваны надвигами и сбросами, а также прорваны и местами метаморфизованы интрузиями гранитов. Складки, в которые собраны кембрийские осадки, не отличаются, однако, большой сложностью и местами имеют даже характер брахиструктур. Для каледонского тектогенеза особенно характерны чешуйчато-надвиговые структуры, вблизи которых складчатые формы становятся более сложными и мелкими, появляются опрокинутые и изоклиальные складки. Тектонические движения в нижнем палеозое завершают геосинклинальный этап развития подвижного пояса.

Основная роль в структурах кембрийских отложений западной части Олекмо-Витимской горной страны принадлежит чешуйчатым надвигам (при подчиненном значении складчатых форм), что характерно для завершающих фаз развития подвижного пояса и перехода его в платформу. Нижнепалеозойская геосинклиналь в пределах Байкальской горной области замкнулась, по-видимому, еще в конце среднего кембрия или в верхнем кембрии, в салаирскую фазу тектогенеза, так как нигде в пределах складчатой зоны каледонид на этой территории неизвестны палеозойские осадки моложе среднего кембрия (Салоп, 1954).

В области, примыкающей к Сибирской платформе (вне геосинклинальной зоны), кембрийские отложения собраны в очень пологие складки или лежат почти горизонтально, хотя местами, около крутых надвигов (взбросов), и в них наблюдаются довольно сложные структуры. Здесь кембрийские отложения совершенно не метаморфизованы и прорваны только небольшими телами мезозойских субщелочных и щелочных пород. Менее всего дислоцированы кембрийские отложения района оз. Ничатка (р. Сен) и Чарской глыбы. Кембрийские отложения Каларской депрессии отличаются более сложной складчатостью: там, где они залегают на докембрийских гранитах или вблизи них, они дислоцированы очень слабо, падают почти моноклиально под углом 15—30°; там же, где эти осадки залегают на отложениях протерозоя, они собраны в крутые и прямые складки довольно выдержанного северо-западного простирания. Углы падения крыльев складок здесь достигают иногда 80—90°.

Различие в характере складчатости кембрийских отложений обусловлено, по-видимому, различной степенью консолидированности пород фундамента (граниты и метаморфические толщи).

Интенсивная складчатость кембрийских отложений Каларской депрессии не дает оснований относить их структуры к типичным платформенным образованиям; они, вероятно, возникли в обстановке передового прогиба, окаймлявшего Байкальскую складчатую зону. Можно с большим основанием предположить, что геосинклинальные условия существовали в кембрии к юго-западу от Каларской депрессии, так как кембрийские отложения Чарской глыбы, расположенные севернее ее, представляют собой типично платформенные образования. В пользу этого предположения свидетельствует также северо-западное простирание складчатой структуры кембрийских пород Каларской депрессии.

Важно отметить, что западная граница между геосинклинальной и платформенной областями в кембрии примерно совпадала с поясом глубинных разломов, заложенным еще в нижнем протерозое и разграничивавшим Витимо-Муйскую и Кодаро-Удоканскую зоны нижнепроте-

розойской геосинклинали. Глубинные разломы продолжали существовать и в каледонский этап тектогенеза, и по ним докембрийские комплексы были надвинуты на кембрийские осадки (в бассейнах рек Янгуды, Кияны и Талои). Унаследованность развития древних структур проявляется еще и в том, что архейские выступы фундамента, существовавшие в нижнем протерозое, повлияли на тип осадков и характер складчатости в нижнем кембрии.

В пределах Чарской глыбы архея кембрийские осадки имеют меньшую мощность и более слабую дислоцированность, чем в Каларской депрессии, относящейся к той же субплатформенной области. В геосинклинальной зоне отложения мамаканской толщи нижнего кембрия (в Муйской глыбе) имеют мощность 40—50 м, в то время как в расположенном рядом интрагеосинклинальном прогибе они имеют мощность более 1500 м (Салоп, 1954).

Таким образом, различия в положении фундамента и в условиях осадконакопления предопределили в значительной мере характер последующей складчатости. Такое влияние фундамента является характерной чертой «остаточных» геосинклиналей.

Мезо-кайнозойские структуры

Основные морфологические элементы района обязаны своим возникновением молодым тектоническим движениям. В пределах Олекмо-Витимской горной страны выделяется несколько главных структурных элементов, хорошо выраженных в современном рельефе: Делюн-Уранский хребет, Северно-Муйский и Южно-Муйский хребты, хребты Кодар и Удокан, Муйско-Сюльбанская, Чарская, Токкинская и Каларская депрессии. Внутри каждой из перечисленных структур первого порядка выделяются подчиненные структуры более низших порядков.

Все эти структуры имеют отчетливую линейную форму и вытянуты в северо-восточном или близком к широтному направлению. Их образование стоит в связи с дифференциальными поднятиями и погружениями крупных сегментов литосферы, которые в местах наибольших градиентов движений привели к возникновению крутых дизъюнктивов типа сбросов или крутопадающих надвигов (взбросов).

Несомненно, что в течение мезо-кайнозойского этапа развития глыбовые движения происходили многократно и они еще продолжают и в настоящее время.

Наиболее ранние движения этого этапа имели место во время отложения мощных толщ верхнеюрских континентальных угленосных осадков. Область накопления юрских осадков, по-видимому, не выходила далеко за пределы их современного распространения. Угленосные толщи Олекмо-Витимской горной страны обнаруживают большое сходство с подобными же отложениями Алданского щита и совершенно не встречаются в западной части Олекмо-Витимской горной страны, а также в пределах Байкальской горной области*.

Юрские отложения на территории Алданского щита и в сопредельных восточных районах Олекмо-Витимской горной страны накапливались в глубоких (более 1400 м) прогибах, образовавшихся на месте

* Рассматриваемые юрские отложения по своим фаціальным особенностям резко отличаются от верхнеюрских нижнемеловых отложений Западного Забайкалья.

послекембрийского пенеблена. Фациальный анализ некоторых угленосных отложений Алдана показывает, что они накапливались в сравнительно узких тектонических депрессиях широтного простирания.

Юрские отложения хребта Кодар в настоящее время подняты на высоту до 2000 м над уровнем прилегающей Чарской депрессии, а в верхнем течении р. Калара они слагают днище Каларской депрессии, погруженное по отношению к соседним хребтам на 1000—1500 м. Эти значительные вертикальные перемещения обусловлены в основном очень молодыми движениями, но в какой-то мере они также обязаны дизъюнктивным нарушениям, имевшим место вскоре после отложения верхнеюрских осадков.

В хребте Кодар эти отложения разорваны крутыми надвигами, по линии которых на них надвинуты докембрийские образования. Вблизи нарушений юрские отложения смяты в складки и местами запрокиннуты. Вдали от надвигов они залегают почти горизонтально. Надвиги, разрывающие юрские отложения, в рельефе выражены очень слабо, в отличие от секущих их молодых дизъюнктивов. Ранние, послеюрские надвиги в хребте Кодар, имеющие в основном северо-западное простирание, обрезаны крупным сбросом северо-восточного простирания, отделяющим хребет от Чарской депрессии.

С древними послеюрскими разломами связано внедрение малых интрузий сиенит-порфиров, диорит-порфиритов и щелочных сиенитов — типичных представителей субщелочной и щелочной платформенной провинции Алдана. С молодыми движениями четвертичного периода связаны все главные особенности современного рельефа. Наиболее ранние движения имели место еще до эпохи первого оледенения и обусловили коробление и глубокие расколы фундамента, со смещением по ним крупных сегментов литосферы. В результате дифференцированных движений страна стала подвергаться интенсивному эрозионному расчленению. В отдельных участках вдоль зон разломов происходили мощные излияния базальтов (хребет Удокан).

Современные крупные структуры Олекмо-Витимской страны сформировались совсем недавно и продолжают развиваться и в настоящее время. Установлено, что крутые надвиги, ограничивающие депрессии, иногда смещают современные речные террасы (в устьях долин рек Самокут и Сакку, Северо-Муйский хребет). О молодости тектонических движений, несомненно, свидетельствуют также контрастность форм рельефа, неуравновешенный профиль рек, переустройство гидрографической сети (речные перехваты), горячие, минерализованные источники, располагающиеся вдоль некоторых разломов, и пр. Современные структуры развиваются в значительной мере независимо от древнего структурного плана фундамента и ни в какой мере не изменяют его складчатой структуры.

ТЕКТОНИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ

Еще в начале советского периода изучения Забайкалья были высказаны две резко различающиеся точки зрения об основных особенностях геологического строения этого региона, которые в дальнейшем развивались разными группами геологов на протяжении длительного периода времени. Первая точка зрения была высказана В. А. Обручевым, вторая — группой геологов, работавших под руководством М. М. Тетяева.

В. А. Обручев (1927а) выделял в Забайкалье две различные тектонические зоны: первую, расположенную к северу от р. Шилки и к западу от р. Онона, он рассматривал как область докембрийской складчатости; вторую, лежащую к югу и востоку от указанных рек, он считал сформировавшейся в результате герцинских складкообразовательных движений. В дальнейшем, по мере накопления фактических данных, касающихся главным образом мезозойского этапа развития этого региона, В. А. Обручевым были сформулированы новые представления о геологическом строении Забайкалья. Признавая, что в Восточном Забайкалье проявились молодые движения, он считал, что можно говорить лишь о «мезозойском остатке» варисийской геосинклинали. В. А. Обручев категорически отрицал покровную гипотезу строения, выдвигаемую М. М. Тетяевым, Ю. М. Шейнманном и др. Он не считал возможным рассматривать Забайкалье, как часть огромного альпийского Монголо-Амурского геосинклинального пояса. Отрицая существование подобной геосинклинали вообще, В. А. Обручев указывал, что Восточное Забайкалье, где наиболее активно проявились молодые (мезозойские) складчатые движения, представляет собой специфическую область, структурные особенности которой не позволяют рассматривать ее как нормальную геосинклинальную зону мезозойского или более молодого возраста.

Позже, анализируя новые данные о резких изменениях разрезов юры Восточного Забайкалья, В. А. Обручев (1950) признал существование геосинклинальных условий в мезозое на относительно ограниченной площади Восточного Забайкалья и подчеркнул их быструю смену близкими к платформенным не только в направлении поперечном к складчатой зоне, но и по ее простиранию.

Согласно второй точке зрения, выдвинутой группой геологов бывшего Геологического комитета (М. М. Тетяев, Ю. М. Шейнманн, С. А. Музылев и др.), Забайкалье рассматривалось как часть альпийской складчатой зоны; этот регион, по представлениям указанных исследователей, характеризуется сложным покровным строением и широким развитием крупных гранитных интрузивов послемелового возраста.

Во второй половине тридцатых годов вопросы геологического строения Забайкалья нашли свое отражение в ряде обобщающих работ, касающихся территории всего Советского Союза.

А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский и другие исследователи (1937) рассматривали юго-восточную часть Забайкалья как мезозойскую складчатую область, а северо-западную относили к древнепалеозойской (байкальской зоне). Со стороны Монголии, по представлению этих исследователей, к Забайкалью примыкала зона герцинской складчатости.

А. Н. Мазарович (1938) приводит более сложную схему тектоники Забайкалья, выделяя по направлению от Байкала к р. Аргуни докембрийскую, каледонскую и мезозойскую зоны складчатости; в южной части Забайкалья, на границе с Монголией, им выделяется также герцинская зона.

После критических выступлений В. А. Обручева (1928—1938), Д. С. Соколова (1936, 1940) и других геологов, М. М. Тетяев (1938) отказался от представлений о наличии огромных шарьяжей в Забайкалье, но продолжал рассматривать этот регион как молодую глубоко-эродированную альпийскую область.

В послевоенное время эта точка зрения в несколько модифицированном виде поддерживалась и развивалась С. А. Музылевым, группой геологов Академии наук СССР (Ю. А. Билибиным, Н. А. Авдонцевым и др.) и нашла свое отражение в обобщающей работе по Восточному Забайкалью группы работников ВСЕГЕИ (Г. С. Лабазин и др.).

В сороковых и пятидесятых годах вопросами тектоники Забайкалья занимались многие геологи: И. С. Валицкая (1940), М. С. Нагибина и И. В. Лучицкий (1948, 1950а и др.), Б. А. Иванов (1941а, 1941б), Г. Л. Падалка (1953а, 1953б), Е. В. Павловский и Н. А. Флоренсов (1951, 1956 и др.), А. А. Якжин (1955), В. Н. Козеренко (1956 и др.), А. А. Арсеньев и А. М. Лейтес (1958), Г. И. Князев (1957а) и др.

В 1948 г. Е. В. Павловским (1948б) опубликована схема мезо-кайнозойской тектоники Восточной Сибири, на которой к западу от оз. Байкал и к северу от Патомского нагорья и верхнего течения р. Алдана, выделяется платформа мезозойского возраста, а юго-восточнее — зона мезозойской складчатости, граница которой проводится к северу от р. Шилки и далее на юго-запад по водоразделу рек Онона и Ингоды. Территория, расположенная между этими главнейшими структурами, рассматривается как область, переходная от мезозойской геосинклинали к платформе.

В 1952 г. опубликована тектоническая карта СССР, составленная коллективом авторов под редакцией Н. С. Шатского. На территории, относящейся к Забайкалью, по материалам И. В. Лучицкого и М. С. Нагибиной выделены следующие разновозрастные структурные единицы: 1) область байкальской или рифейской складчатости, расположенная к юго-востоку от Сибирской платформы; 2) область герцинской складчатости к югу от долины р. Чикоя (среднее течение); 3) область мезозойской складчатости к юго-востоку от Даурского хребта и южнее р. Шилки. В пределах складчатых зон показаны крупные антиклинальные и синклинальные структуры.

На тектонической схеме В. Н. Козеренко (1956), в отличие от схем других исследователей, в Забайкалье выделяется зона пермской складчатости, по характеру своего развития относящаяся к вторичным геосинклиналильным системам, а область Восточного Забайкалья рассматривается как остаточная геосинклиналильная система, отличающаяся весьма сложным строением.

В 1958 г. М. С. Нагибиной (1958а) опубликована схема тектоники Монголо-Охотского пояса, в том числе и Забайкалья. Правильно подчеркивая ведущую роль в этом регионе герцинских складчатых структур геосинклиналильного типа, автор необоснованно считает, что пермские отложения представляют собой осадки небольших внутренних прогибов и принимает их современные контуры распространения за первичные. В этой же статье мезозойские структуры Восточного Забайкалья рассматриваются, как постгеосинклиналильные прогибы.

Материалы, которые имеются в настоящий момент, позволяют в геологической истории Забайкалья выделить следующие основные этапы, отражающие главные циклы седиментации и тектоно-магматических процессов: 1) докембрийский; 2) нижнепалеозойский; 3) среднепалеозойский; 4) верхнепалеозойский (вероятно, захватывающий самые низы мезозоя). В мезозое Забайкалье (в пределах Читинской области) разделяется на два региона, отличающиеся по характеру геологического развития: Восточное и Центральное.

В Восточном Забайкалье в мезозойской и кайнозойской эрах выделяются следующие этапы геологического развития: 1) верхнетриасовый, ниже- и среднеюрский (с верхнетриасовым подэтапом); 2) верхнеюрский; 3) нижнемеловой; 4) третично-четвертичный.

Для Центрального Забайкалья можно выделить следующие основные этапы геологического развития: 1) нижнемезозойский (возраст которого еще не выяснен); 2) средне-верхнеюрский и нижнемеловой; 3) нижнемеловой; 4) третично-четвертичный.

Докембрийские структуры

Структуры докембрийских комплексов до настоящего времени остаются очень слабо изученными. Анализ древнейших толщ показывает, что в докембрии Забайкалье представляло собой геосинклинальную область, отличающуюся значительной внутренней расчлененностью. Об этом свидетельствует развитие среди толщ докембрия геосинклинальных формаций разного типа. Наряду с тонкообломочными осадками, содержащими незначительное количество карбонатных отложений, в ряде районов в свитах этого возраста (в Пришилкинской и Приаргунской зонах) присутствуют вулканогенно-обломочные породы. Их эффузивные разности представлены главным образом основными породами, претерпевшими зеленокаменное перерождение и обычно превращенными в амфиболиты и различные зеленые сланцы. В некоторых местах значительная роль принадлежит грубообломочным осадкам.

Тектонические движения, завершившие докембрийский этап развития и имевшие место, вероятно, на грани докембрия и палеозоя, активно проявились, по-видимому, лишь в юго-восточной и северо-западной частях региона. Древние складчатые структуры наиболее подробно изучены в Приаргунской зоне, где они достаточно четко отличаются от более молодых нижнепалеозойских форм. В хребте Кыдым (водораздел пади Кужертай и р. Урулюнгуи) и в районе пос. Усть-Серебрянка докембрийские толщи собраны в крутые складки северо-восточного, иногда меридионального простирания, с углами падения на крыльях от 40 до 90°. В окрестностях пос. Усть-Серебрянка наблюдается резкое опрокидывание складок на северо-запад.

В наиболее хорошо изученном участке, расположенном западнее пос. Усть-Серебрянка, по данным Г. Б. Митича, отложения докембрия собраны в ряд узких, сильно сжатых линейных складок северо-восточного и меридионального простирания. Крупные структуры осложнены мелкими складками, в которых развита интенсивная плейчатость. Образование мелких складчатых форм связано с резкими изгибами слоев, образующих в ряде случаев острые и зубчатые контуры сводовых частей, что особенно рельефно проявляется в полосчатых эпидотроговообманковых кристаллических сланцах, развитых по правому склону долины р. Серебрянки. Здесь наблюдается изоклинальная складчатость с резким опрокидыванием на северо-запад. На некоторых участках образуются мелкие лежащие складки, сопровождающиеся явлениями выжимания некоторых пород, в результате чего отдельные прослои приобретают вид четкообразно вытянутых плоских линз.

В юго-западных частях Приаргуны в докембрийских отложениях отмечаются крупные и достаточно сложные складки. Ни в одном случае в пределах этой зоны не установлено непосредственного контакта докембрийских и нижнепалеозойских отложений и вывод о несогласном залегании последних делается на основании резко отличных мор-

фологических особенностей нижнепалеозойских структур по сравнению с докембрийскими.

В центральной полосе Восточного Забайкалья докембрийские отложения (уровская свита) согласно подстилают нижнепалеозойские осадки и образуют с ними единые структуры. В Пришилкинской зоне структуры докембрийских отложений, представленных преимущественно зеленокаменными ортопородами, переслаивающимися с парагнейсами и парасланцами, изучены недостаточно. Местами здесь отмечается интенсивная складчатость северо-восточного простирания. В 1958 г. Ю. Ф. Мисником получены данные о том, что докембрийские отложения несогласно перекрываются нижнепалеозойским комплексом.

В Центральном Забайкалье в настоящее время докембрийские и нижнепалеозойские отложения не могут быть более или менее достоверно расчленены. С наибольшей долей вероятности докембрийские отложения выделяются С. П. Коноплевым в Заганском хребте, где они представлены цепочками гнейсов и кристаллических сланцев среди палеозойских гранито-гнейсов. До настоящего времени не установлено, связаны ли интрузии кислой магмы с докембрийскими движениями. А. А. Локерманом в Приаргунье выделяются докембрийские гранито-гнейсы.

Нижнепалеозойские структуры

В нижнем палеозое Забайкалье представляло часть весьма обширной геосинклинальной области, характеризующейся относительно слабой внутренней расчлененностью и по характеру своих геологических формаций соответствующей первичным геосинклинальным системам.

В Забайкалье выделяются два основных типа разреза нижнего палеозоя: агинский и аргунский. Малханский комплекс Центрального Забайкалья имеет промежуточный характер.

Агинский тип разреза (выделяемый условно), соответствующий наиболее интенсивно прогибающейся части геосинклинальной системы, характеризуется большими мощностями и быстрой сменой фаций. Он представлен формацией, промежуточной между спилитово-кератофировой и сероцветных морских терригенных отложений, развитой в Агинском палеозойском поле, Центральном Забайкалье и в Борщовочном хребте (в междуречье Шилки и Унды).

Аргунский тип разреза представлен формациями пелитоморфных карбонатных пород и сланцево-алевролитовой, сохраняющих относительное постоянство разрезов и мощностей на широких площадях междуречья Шилки и Аргуни, что свидетельствует о слабой расчлененности бассейна осадконакопления, об относительно незначительном градиенте колебательных движений при общем значительном погружении в период образования нижнепалеозойских толщ этого типа.

Отложения агинского типа собраны в линейные протяженные складки, типичные для центральных частей геосинклинальных прогибов. Для Приаргунья и других аналогичных районов характерно развитие хотя и крутых складок, но с четко выраженной брахиформностью. В пределах Агинского палеозойского поля, в Даурской и Зачикойской зонах Центрального Забайкалья, нижнепалеозойские отложения образуют единые структуры со среднепалеозойскими толщами.

В Хилокской зоне Центрального Забайкалья нижнепалеозойские отложения (малханский метаморфический комплекс) вместе с докембрийскими, от которых они в настоящее время не могут быть отделены,

собраны в три пологие крупные антиклинорные структуры, имеющие северо-восточное, субширотное простирание в западной части зоны, сменяющееся на широтное в среднем течении р. Хилка. К востоку (в верхнем течении этой реки) структуры снова приобретают отчетливое северо-восточное простирание.

К северу от долины р. Хилка расположен Цаган-Хуртэйский антиклинорий, к югу — Яблоновый и непосредственно к северу от р. Чикой — Малханский. В орографическом отношении все три выделенных антиклинория совпадают в грубых чертах с крупными субширотными хребтами (соответственно: Цаган-Хуртэй, Яблоновый и Малханский). Все три антиклинория имеют аналогичное строение: крылья, размах которых достигает 20—30 км, сложены отложениями малханского метаморфического комплекса, моноклинально падающими в сторону от осей структур под углами 20—65°. Местами наблюдается интенсивная дислоцированность пород с образованием складок высших порядков; в отдельных пачках развивается интенсивная гофрировка вплоть до мелкой пloyчатости. К осевым частям главных структур приурочены крупные синтектонические интрузии каледонских гранитоидов.

Цаган-Хуртэйский антиклинорий погружается в западном направлении (в районе г. Петровск-Забайкальский), где намечается его периклинальное замыкание. В Яблоновом и Малханском антиклинориях также обнаруживается погружение шарниров в западном направлении, кроме того, они по простиранию испытывают некоторую ундуляцию (например, на меридиане речек Хилкосон и Энгорок). Относительная устойчивость простираний на значительных расстояниях, указывает на линейный характер складчатых структур. Вдоль этих складок часто прослеживаются надвиги, их усложняющие.

Структуры, аналогичные описанным, известны в нижнепалеозойских отложениях Борщовочного хребта. Здесь выделяются сложно построенные протяженные линейные антиклинальные и синклиналильные складки, в которых обнаруживается опрокидывание на северо-запад, вплоть до образования лежащих структур.

Иной характер имеет складчатость нижнепалеозойских отложений аргунского типа. Структуры здесь менее сложны и отличаются четкой брахиформностью, хотя и имеют обычно крутые падения на крыльях. В пределах всего междуречья Шилки и Аргуни выдерживается их четкое северо-восточное простирание, однако в результате резкой ундуляции шарниров наблюдается различное простирание горизонтов в разных участках.

Складки имеют протяженность 20—50 км по длинной оси и 5—20 км по короткой, углы падения на крыльях достигают 40—90°.

Сланцевые свиты нижнего палеозоя обычно дислоцированы гораздо сложнее, чем мощные карбонатные толщи того же возраста, образующие относительно более крупные структуры, что приводит к явлениям дисгармоничной складчатости и обуславливает тектонические осложнения разрывного характера, очень часто наблюдаемые на контактах этих разных толщ.

Многочисленные разрывные нарушения значительно усложняют контуры складок. Большая часть отдельных структур уничтожена интрузиями гранитоидов и они представлены небольшими фрагментами. Брахискладчатые синклиналильные и антиклинальные структуры широко распространены в пределах Кличкинского хребта и на водоразделе рек В. Борзи и Урулюнгуя (в окрестностях сел Соктуй-Милозан, Кличка,

Бырка, Талман-Борзя и др.). Особенно широко они развиты между поселками Михайловский и Нерчинский Завод; подобные же структуры закартированы в бассейнах рек Газимура, Будюмкана, Урюмкана, Урова и в других местах.

В районе Нерчинского Завода (по данным Н. С. Горшкова и Г. Б. Митича) карбонатные и сланцевые толщи нижнего палеозоя собраны в сложный Нерчинскозаводский антиклинорий, в котором наблюдаются три крупные структурные единицы: 1) Запокровско-михайловская антиклиналь; 2) Нерчинскозаводско-явленская синклиналь; 3) Артемьевская антиклиналь. К ядрам антиклиналей тяготеют крупные интрузии гранитоидов.

Все эти структуры осложнены дислокациями более высоких порядков, которые особенно интенсивно проявились в сланцевых свитах.

В бассейне реки Газимура и в верховьях р. Урова нижнепалеозойские свиты дислоцированы одновременно с согласно подстилающими их толщами докембрия. Брахиформный характер структур здесь выражен менее резко, чем в Приаргунье. В Приаргунской зоне, Пришилкинской полосе, а также в Хилокской зоне Центрального Забайкалья развиты каледонские интрузии, среди которых преобладают гранитоидные породы, представленные гнейсированными разностями. С этими интрузиями связаны широкие зоны магматической инъекции.

Среднепалеозойские структуры

В пределах Забайкалья можно заметить следующие основные структурные элементы среднепалеозойской геосинклинальной системы, которая выходит далеко за пределы Читинской области (с юго-востока на северо-запад):

1. Приаргунская геоантиклинальная зона.
2. Центрально-Забайкальская геосинклинальная зона, в которой выделяется: а) подзона центрального прогиба; б) краевые подзоны.
3. Хилокско-Пришилкинская краевая геоантиклинальная зона (рис. 51).

Приаргунская геоантиклинальная зона. Среднепалеозойские отложения этой зоны представлены формациями, среди которых преобладают грубообломочные отложения и органогенные известняки, иногда среди них встречаются туфогенные породы кислого состава. Эти отложения с резким угловым несогласием залегают на нижнепалеозойском комплексе пород и характеризуются наличием внутренних размывов, местных перерывов и несогласий; видимая мощность их 1000—2000 м.

Складчатые структуры среднего палеозоя этой зоны характеризуются открытыми формами и четко выраженной брахиформностью.

Приведем описание этих структур в некоторых характерных участках. Между падями Берея, Лабиха и долиной р. Аргуни (по данным Г. Б. Митича) среднепалеозойская верхнеборзинская свита образует крупную синклинальную складку, ядро которой сложено тонкозернистыми аркозовыми песчаниками, а крылья — более грубообломочными песчаниками и конгломератами. Углы падения крыльев складки 30—50°, в ней отмечаются мелкие осложняющие складки. В плане описываемая синклиналь имеет очертания, близкие к изометричным и лишь немного она вытянута в северо-восточном направлении.

В северо-восточной части Приаргунской зоны (в низовьях р. Уров), по данным А. А. Смирнова, среднепалеозойские отложения залегают

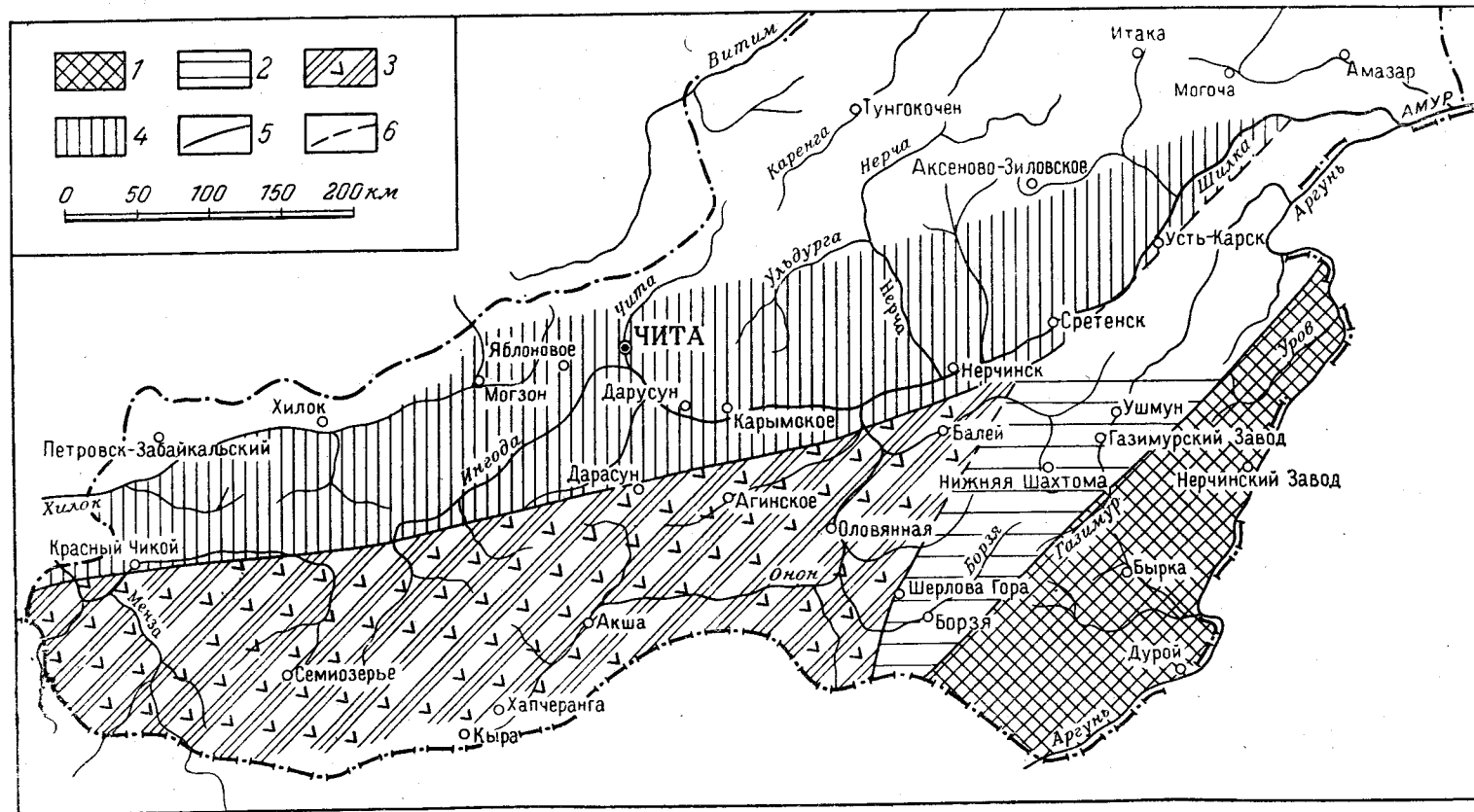


Рис. 51. Палеотектоническая схема среднепалеозойского этапа

1 — Хилокско-Пришилькинская (краевая) геоантиклинальная зона. Центрально-Забайкальская геосинклиналичная зона; 2 — краевые подзоны; 3 — центральная подзона прогиба; 4 — Приаргунская геоантиклинальная зона. Границы между зонами и подзонами: 5 — установленные; 6 — предполагаемые

также резко несогласно на породах, образующих нижнепалеозойские структуры, и образуют крупную синклиналиную складку субмеридионального простираения. Эта складка осложнена более мелкими изометричными брахисинклиналиными складками, разделенными относительно узкими антиклинальными гребнями с углами падения до 80° . Углы падения на крыльях брахисинклиналей $40-45^\circ$; складки пересечены разломами и осложнены интрузивными контактами.

Центрально-Забайкальская геосинклиналиная зона. Центральная геосинклиналиная зона занимает обширную территорию, охватывающую южную часть Центрального Забайкалья, Агинское поле, междуречье Унды и Шилки, а также бассейны рек Газимура и Борзи. По характеру развитых осадочных формаций в пределах Центральной геосинклинали можно выделить две подзоны: подзону центрального прогиба, где развиты формации, типичные для наиболее прогибающихся частей геосинклинали, и краевые, характеризующиеся либо развитием формаций переходного типа от геосинклиналиного к геоантиклинальному, либо меньшими мощностями среднепалеозойских отложений.

Подзона центрального прогиба представляет широкую полосу северо-восточного простираения, в которую входит южная часть Центрального Забайкалья, Агинское палеозойское поле и часть междуречья Шилки и Унды. Для нее характерно развитие мощных геосинклиналиных отложений нижнего-среднего палеозоя, представленных морскими сероцветными песчаниково-сланцевыми формациями, в которых местами широко развиты вулканогенные образования типа спилитов, базальтов и иногда кератофигов. С эффузивными породами, претерпевшими зеленокаменное изменение, ассоциируют кремнистые осадки. Между отложениями нижнего и среднего палеозоя здесь не наблюдаются крупные перерывы в осадконакоплении и они образуют единый разрез, мощность которого по некоторым данным достигает 12 000 м.

Фациальная изменчивость отложений и присутствие в них грубообломочных и эффузивных пород указывает на формирование отложений в условиях значительной тектонической подвижности, характерной для наиболее прогибающихся частей геосинклиналей. Горизонты межформационных конгломератов фиксируют локальные внутренние размывы. Кроме того, в породах устанавливаются местные несогласия, незначительные по масштабу. Нижне-среднепалеозойские структуры собраны здесь в очень сложные линейные складчатые формы типа синклинориев и антиклинориев, осложненные многочисленными разрывными нарушениями.

В южной части Центрального Забайкалья (в бассейне р. Онона) выделяются две крупные структуры: Даурская и Агуцинская. Ось Даурского антиклинория от р. Ашинга прослеживается в северо-восточном направлении вдоль Яблонового хребта до гольцов Сохондо и далее к северу, следуя по Даурскому хребту, принимает субширотное направление. Эта структура сложена отложениями ингодинской свиты и зачикоиской серии, собранных в чередующиеся синклиналиные и антиклиналиные складки, имеющие отчетливо линейный характер. При размахе крыльев $5-10$ км протяженность их достигает 50 км. Углы падения крыльев крутые, $45-80^\circ$. В ряде случаев отмечается изоклиналиная складчатость с опрокидыванием слоев на северо-запад (южный склон Яблонового хребта). Местами установлены разломы надвигового характера, простирающиеся вдоль складок. Агуцинский синклинорий расположен к югу от Алтано-Кыринской депрессии и прослежи-

вается на расстояние 150 км от поселка Бальджикан на западе до с. Тырын на востоке. Он сложен ниже-среднепалеозойскими отложениями ононской и агуцинской свит. Внутри синклинория можно выделить отдельные складки. Непосредственно к югу от Алтано-Кыринской депрессии располагается протяженная антиклиналь, в ядре которой выходят нижние толщи агуцинской свиты. К югу от пос. Букукун закартировано периклинальное окончание этой структуры.

Упомянутая антиклиналь осложнена складками высоких порядков и многочисленными разрывными нарушениями, которые маскируют характер дислокаций. Углы падения крыльев достигают 40—80°; здесь отмечается глубокий динамометаморфизм отложений; повсеместно развиты будинаж и сложная система кливажа. К востоку от рч. Агуца (в бассейнах рек Газулутый, Хангарука и Тырына) известны выходы отложений ононской свиты, собранных в субширотный антиклинорий, характеризующийся развитием интенсивной складчатости высоких порядков, вплоть до тонкой плейчатости и многочисленными разрывными нарушениями, главным образом надвигового характера. В нижнем течении рек Кыра и Тырына в этой структуре прослеживается изоклиналиная складчатость с опрокидыванием пластов на север. На крыльях рассматриваемая структура ограничена мощными зонами милонитизации и рассланцевания. В породах, ее слагающих, широко развит кливаж течения; углы падения крыльев описываемой структуры обычно не очень круты и колеблются в пределах 25—50°, но местами, особенно в складках более высоких порядков, достигают 70—90°.

В Агинском палеозойском поле отложения ниже-среднего палеозоя, как и в южной части Центрального Забайкалья, собраны в весьма сложные, часто изоклиналиные линейные складки, прослеживающиеся на большие расстояния. В южной и юго-западной частях Агинского поля эти структуры имеют отчетливое восток-северо-восточное и северо-восточное простирание, переходящее в юго-восточной части поля (окрестности ст. Соловьевск) в меридиональное и северо-западное. К северу от среднего субширотного течения р. Онона намечается крутой изгиб структур, имеющих здесь северо-западное направление.

В северной и северо-восточной частях Агинского поля простирание палеозойских складчатых структур вновь становится северо-восточным и таким же выдерживается и в междуречье Унды и Шилки.

Палеозойские складчатые структуры, как отмечалось И. С. Валицкой, в пределах Агинского поля образуют в плане большую сигмиду и осложняются складками высших порядков. Нередко отмечаются крутые асимметричные и опрокинутые изоклиналиные складки километровой амплитуды. В породах развита интенсивная плейчатость и развальцевание, наблюдаются многочисленные разрывные нарушения надвигового и сдвигового характера, нередко очень большой протяженности. Одно из таких нарушений прослежено от ст. Оловянная на запад-северо-запад на протяжении около 150 км.

Крайние подзоны. В Кукульбейском хребте (в бассейне р. Газимура) развит комплекс пород среднего палеозоя, представленный песчаниково-сланцевыми отложениями, содержащими маломощные горизонты карбонатных пород и иногда конгломератов; здесь же установлены кислые эффузивы и их туфы. Эти отложения залегают на толщах нижнего палеозоя, по-видимому, со слабо выраженным несогласием; кроме того, в верхней части среднепалеозойского разреза местами наблюдаются несогласия и перерывы. Такие соотношения выявлены

в бассейне верхнего течения р. Унды, где средний палеозой представлен только нижнекаменноугольными (турнейскими) отложениями, залегающими непосредственно на более древних — нижнепалеозойских комплексах и в других местах. В результате этих движений оформились, по-видимому, отдельные антиклинальные поднятия, очертить которые не представляется возможным вследствие «лоскутного» распространения среднепалеозойских отложений.

В краевой зоне по сравнению с зоной центрального прогиба уменьшается мощность среднепалеозойских отложений, не превышающая здесь 2—3 км. Они собраны в более простые, вытянутые в северо-восточном направлении складки, которые относятся к промежуточному типу по сравнению со сложными линейными складками центрального прогиба, с одной стороны, и брахиформными структурами Приаргунской геантиклинали, с другой. Вследствие вышеуказанного «лоскутного» распространения среднепалеозойских толщ конкретные структуры рассматриваемого участка выявляются с трудом.

К подобной же краевой зоне относится, по-видимому, и Зачикойский участок Центрального Забайкалья.

Здесь ниже-среднепалеозойские отложения смяты в протяженные линейные складки субширотного и северо-восточного простирания. На значительной площади эти структуры почти нацело уничтожены варисскими интрузиями и процессами эрозии.

В западной части этой зоны (в бассейне рек Хилкотой и Мензы) выделяется крупный Хилкотойский антиклинорий, ядро которого грубо совпадает с долиной реки одноименного названия. Эта структура сложена интенсивно метаморфизованными толщами нижнего — среднего палеозоя. Ось складки имеет северо-восточное простирание, крылья осложнены складками (большой частью изоклиналильными) второго порядка с размахом в 10—15 км и протяженностью 50—70 км. Такие складки фиксируются в приустьевой части бассейна р. Менза. В целом антиклинорий имеет несколько асимметричное строение: в северо-западном его крыле падение 70—90°, в юго-восточном 45—70°. Н. Н. Дингельштедт указывал на наличие опрокинутых складок, развитых на крыльях антиклинория.

Восточным продолжением Хилкотойского антиклинория является Асинский антиклинорий, ось которого прослеживается по линии — хребет Асинский — гольцы Асаканский и Эсутай. Ядро этой структуры сложено отложениями нижней свиты зачикойской песчаниково-сланцевой серии и прорвано даурскими гранитоидами. К северу от Асинского антиклинория, в бассейнах рек Куналея и Широкой, прослеживается Куналейский синклинорий. Породы зачикойской серии, слагающие эту структуру, собраны в крутые изоклиналильные складки, опрокинутые на север и на юг, в сторону от оси синклинория, кроме того, намечается воздымание шарнира структуры и в северо-восточном направлении.

К югу от Асинского антиклинория выделяется Чикоконский синклинорий, ядро которого, осложненное продольным разломом, совпадает с долиной р. Чикокон. В ядре этой структуры обнажаются верхние, а на крыльях — нижние горизонты зачикойской серии. К юго-востоку от Чикоконского синклинория расположен Чикоконский антиклинорий, в ядре которого выходят гранитоиды даурской интрузии, а на крыльях — породы зачикойской серии. В северо-восточном и юго-западном направлениях намечаются погружения шарниров этой структуры.

К особой структурной зоне, заходящей в пределы рассматриваемой территории лишь своей незначительной частью, относится участок верховий р. Амура, где известен комплекс терригенно-карбонатных сероцветных отложений, представляющий непрерывный разрез от силура до нижнего карбона включительно мощностью до 6000 м. Эти отложения собраны в протяженные, хотя и не столь отчетливо линейные, как в пределах Центральной геосинклинальной зоны Забайкалья, складки северо-восточного простирания. Для них характерно наличие в плане нескольких коленообразных изгибов (Нагибина, 1958а).

Хилокско-Пришилкинская краевая геоантиклинальная зона. К северу от субширотных отрезков течения рек Чикоя и Ингоды и к северо-западу от долины р. Шилки в ряде мест известны выходы грубообломочных и эффузивных образований среднепалеозойского возраста. Эти отложения относятся к типичным геоантиклинальным формациям и представлены конгломератами, песчаниками, порфиритами и измененными эффузивами и туфами среднего и реже кислого состава. Они залегают резко несогласно на размытой поверхности нижнепалеозойских комплексов и прорываются варисскими гранитами. В Хилокской зоне к ним относится ортинский осадочно-вулканогенный комплекс, выходы которого сохранились на небольших площадях в Яблоновом хребте (бассейн р. Ортинки), к северо-западу от поселка Улеты и в других местах. Отложения этого комплекса, по данным В. И. Фельдмана и И. Н. Фомина, собраны в складки северо-восточного простирания, отчетливо брахиальной формы с углами падения на крыльях 30—60°. Кроме того, здесь отмечаются складки высших порядков, с частыми опрокидываниями, особенно на крыльях структур.

По р. Шилке известны незначительные выходы измененных эффузивов этого комплекса, слагающие фрагменты структур брахискладчатого типа.

* * *

Среднепалеозойские отложения Забайкалья прорваны очень крупными интрузиями гранитоидов. Эти интрузии широко развиты во всех структурных зонах, за исключением территории Агинского палеозойского поля, где они почти отсутствуют. Вероятно, они не широко развиты также в Даурской зоне Центрального Забайкалья, где преобладают более молодые интрузивные образования. Интрузии обладают в некоторых районах признаками синтетектонического внедрения, однако часто они характеризуются массивными текстурами и четкими секущими контактами с вмещающими толщами. Они располагаются в большинстве случаев конкордантно по отношению к складчатым структурам среднего палеозоя. Обычно эти интрузии приурочены к ядрам антиклинорных структур, реже — к их крыльям.

Приведенный выше фактический материал показывает, что среднепалеозойская геосинклинальная система в пределах Забайкалья характеризуется значительным внутренним расчленением — в ее пределах выделяются геоантиклинальные и геосинклинальные зоны. Переходы между Приаргунской геоантиклинальной и Центрально-Забайкальской геосинклинально-постепенные. Граница последней с Хилокско-Пришилкинской краевой геоантиклинальной зоной резкая: вдоль нее выделяются крупные разрывы, имеющие, по-видимому, характер глубинных разломов.

Верхнепалеозойские — нижнепалеозойские (?) структуры

Рассматриваемые структуры слагаются в основном отложениями пермской системы, хотя по последним данным, в этих структурах, возможно, принимают участие образования самих верхов карбона и низов триаса. Активные тектонические движения, завершающие этот этап развития, и связанная с ними интрузивная деятельность имели место в конце перми, либо в начале триаса.

Анализ характера верхнепалеозойских отложений, морфологических особенностей структур этого возраста и интрузивных процессов, связанных с указанным этапом активных тектонических движений, позволяет прийти к выводу, что в этот отрезок времени Забайкалье относилось к довольно обширной геосинклинальной системе, названной В. Н. Козеренко Монголо-Забайкальской. Пермские осадки повсеместно лежат с резким угловым несогласием на среднепалеозойских отложениях и прорывающих их интрузивных комплексах и отделены от последних значительным интервалом времени, включающим средний и верхний карбон. В пределах Монголо-Забайкальской верхнепалеозойской складчатой системы развиты пермские и близкие к ним по возрасту отложения различных фациальных групп, резко отличающиеся по составу отложений и по мощностям. Среди них выделяются морские сероцветные флишoidные отложения многокилометровой (3—4 км и более) мощности (бассейн р. Газимура, Борзинский и Кыринский районы Забайкалья и сопредельные области северо-восточной Монголии). В указанных полях не наблюдается изменения характера отложений к периферическим участкам их распространения, а это свидетельствует о том, что современные контуры морских отложений перми не являются первичными, как это полагает М. С. Нагибина (1958а); они занимали значительно большие площади и их современное локальное развитие связано с процессами последующей глубокой эрозии. В пределах геосинклинальной зоны, несомненно, были участки внутренних разрывов, но установить их контуры сейчас не представляется возможным.

К северо-западу от полосы развития геосинклинальных пермских отложений и параллельно ей устанавливается зона, в пределах которой распространены разновозрастные формации иного характера. Они представлены в основном грубообломочными и эффузивно-туфогенными комплексами прибрежно-морского и континентального характера, отличающимися меньшими суммарными мощностями, измеряемыми сотнями метров и первыми километрами (окрестности поселков Гутай, Маргинтуй, Хилок, ст. Куэнга, бассейн р. Чача и др.). В последнее время подобные же грубообломочные континентальные осадки пермского возраста выявлены в Нерчинскозаводском районе Приаргунья. В этих зонах участков внутренних разрывов, несомненно, было значительно больше, чем в Центральной геосинклинальной зоне.

Пермские осадки Чиронского поля, располагающегося в низовьях рек Ингоды и Онона, относятся к промежуточному типу между отмеченными выше геоантиклинальными формациями и флишoidными осадками геосинклинального типа. Если объединить указанные выше выходы пермских отложений, получится достаточно наглядная картина закономерного пространственного размещения различных формационных групп пермских осадков. Четко оконтуривается прогиб общего северо-восточного простирания и значительных размеров, заполненный мощными, в основном флишoidными отложениями, которые как к се-

веро-западу, так, по-видимому, и к юго-востоку сменяются прибрежно-континентальными и континентальными образованиями.

Область развития песчано-сланцевых флишоидных отложений определяет позицию Центральной геосинклинальной зоны пермской геосинклинальной системы. К северо-западу от нее протягивается краевая геоантиклинальная зона, к юго-востоку (в Приаргунье) располагается, по-видимому, аналогичная геосинклинальная зона; однако недостаточная изученность не позволяет ограничить ее сколько-нибудь определенно. В Хилокской зоне Центрального Забайкалья и, по-видимому, к северо-западу от р. Шилки в Восточном Забайкалье, развиты эффузивно-обломочные отложения верхнего палеозоя и нижнего триаса, подвергшиеся лишь глыбовым дислокациям.

Таким образом, имеющийся в настоящий момент материал позволяет в Читинской области выделить: 1) Центральную геосинклинальную зону; 2) краевую геоантиклинальную Северо-Западную зону; 3) зону активных глыбовых движений; 4) Приаргунскую геоантиклинальную зону, еще окончательно не оконтуренную (рис. 52).

Пермская геосинклинальная система затухает на юго-западе, в районах Северной Монголии, и на северо-востоке, в Верхнем Приамурье. На территории Монголии геосинклинальные морские пермские отложения, представляющие собой продолжение аналогичных образований Забайкалья, сменяются континентальными осадками платформенного типа. В Верхнем Приамурье пермские отложения не установлены. По общей конфигурации и характеру развитых в ней формаций пермская складчатая область Забайкалья относится к вторичным геосинклинальным системам.

Центральная геосинклинальная зона. Центральная геосинклинальная зона прослеживается широкой полосой северо-восточного простирания из Северной Монголии через Кыринский и Борзинский районы к низовьям р. Газимура. Мощные флишоидные отложения этой зоны характеризуются наиболее интенсивной складчатостью.

В Кыринском районе пермские толщи образуют крупную и сложно построенную синклинальную структуру. Они собраны в линейные складки северо-восточного, субширотного простирания. Размах крыльев отдельных складок достигает 5—10 км, их протяженность 20—40 км, углы падения на крыльях 40—80°. Часто наблюдаются продольные (типа надвигов) и поперечные (преимущественно сдвиговые) разрывы с амплитудой перемещения до 1—2 км. Контакты пермских отложений с подстилающими среднепалеозойскими толщами повсеместно тектонические, надвигового характера. Пермские отложения здесь прорваны гранитоидами кыринского интрузивного комплекса. Наблюдаются согласные плутоны (Кыринский массив) и более поздние несогласные интрузии (Хамаро-Тыринский, Арыцирский и др.). Кыринский синклинорий осложнен антиклинальным выступом среднепалеозойских пород, имеющим субширотное простирание. Полоса пермских отложений (шириной около 40 км) на востоке ограничена разломами, обрамляющими Агинский массив, в пределах которого, по последним данным, выявляются также крупные поля отложений этого возраста. Здесь пермские складчатые структуры осложнены многочисленными разрывами.

В Борзинском поле пермские толщи также образуют крупный и сложный синклинорий, имеющий на юге северо-восточное, а на севере — близкое к меридиональному простирание. Пермские отложения здесь повторяют изгибы структур ниже-среднепалеозойских комплек-

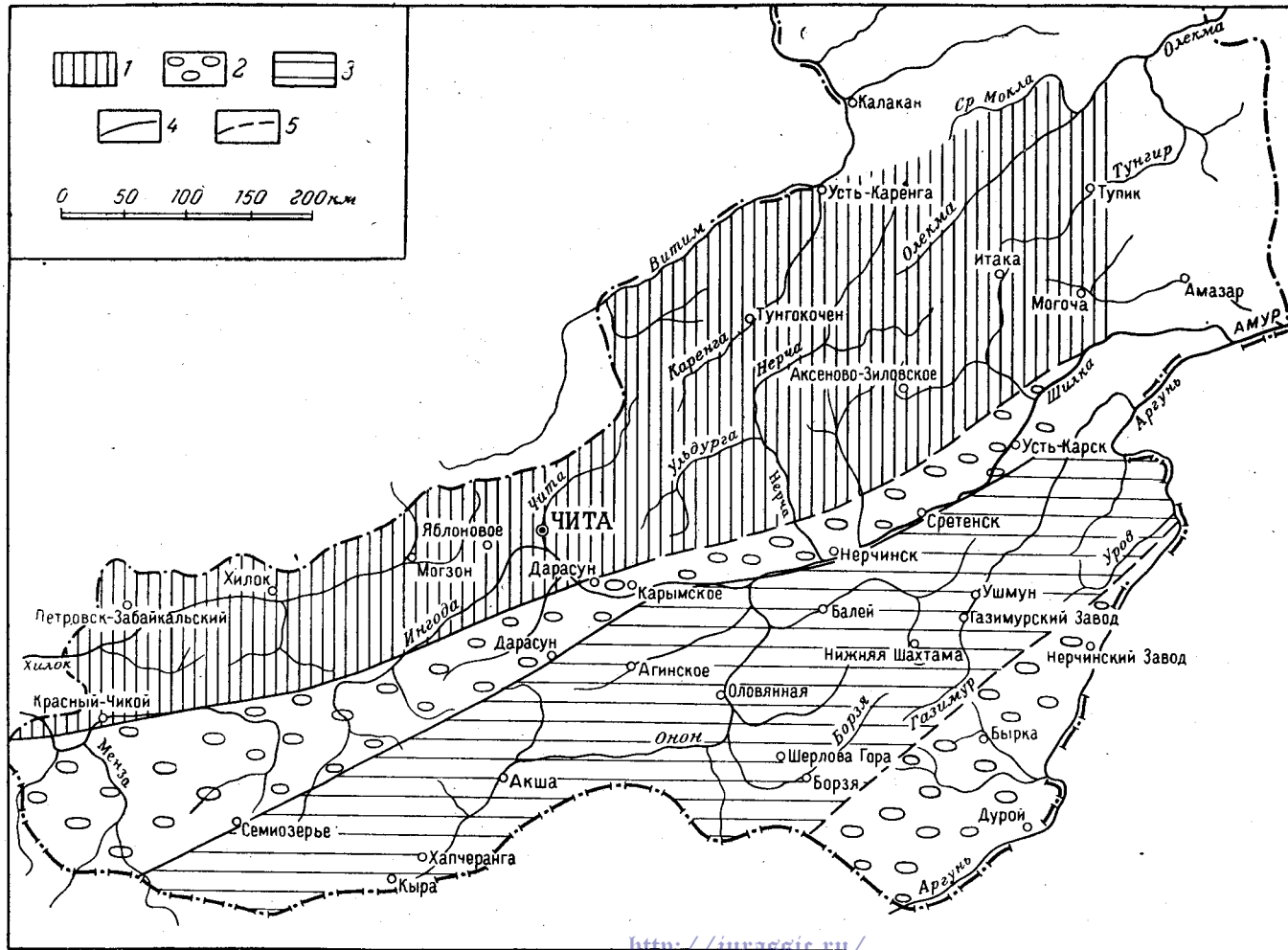


Рис. 52. Палеотектоническая схема верхнепалеозойско-нижнемезозойского этапа

1 — зона глыбовых дислокаций; 2 — геосинклинальные зоны; 3 — геосинклинальная зона. Границы между тектоническими зонами: 4 — достоверные; 5 — предполагаемые

сов Агинского поля, которые расположены к западу от них. Синклиниорий характеризуется асимметричным строением крыльев: в его юго-восточном крутом крыле углы падения около 70° , в северо-западном они, как правило, не превышают 30° . Синклиниорий осложнен дополнительными протяженными складками и многочисленными разрывами. В ряде случаев наблюдается опрокинутое залегание слоев.

Морские пермские отложения Чиронского поля, характеризующие переход к внешней краевой зоне, по данным М. И. Тулохонова и Л. Н. Тарабанько, собраны в складки преимущественно брахиальной формы, осложненные мелкой складчатостью и многочисленными разрывными нарушениями. Размах крыльев складок 5—25 км, структуры имеют северо-восточное простирание и местами опрокинуты на северо-запад. Углы на крыльях крутые, преимущественно 40 — 70° .

Краевая геосинклинальная Северо-Западная зона. Эта зона окаймляет с северо-запада Центральную геосинклинальную зону. Пермские отложения здесь собраны в простые складки с углами падения 30 — 45° ; вблизи тектонических нарушений (ст. Куэнга, Чача) наблюдается более интенсивная складчатость. Углы падения пород достигают 70 — 80° и наблюдаются местные опрокидывания пластов. Менее интенсивно дислоцированы эффузивно-грубообломочные отложения жиндоконской свиты, развитой в южной части Хилокской зоны. Складчатые дислокации проявились здесь в образовании пологих, простых складок с углами падения на крыльях 10 — 30° , местами породы лежат почти горизонтально. Отмечается широкое развитие разрывных нарушений, особенно вблизи стыка глыбовых синклиналей и антиклиналей, около которых породы указанной свиты интенсивно дислоцированы, углы падения местами достигают 70 — 90° . Разрывные нарушения и складчатые формы имеют преимущественно северо-восточное простирание.

Зона активных глыбовых движений. Развитые в центральной части Хилокской зоны эффузивы цаган-хуртэйской серии, датируемые в рамках верхнего палеозоя — низов триаса, лежат практически горизонтально. Отмечающиеся некоторыми исследователями (Фельдман, 1959) пологие складчатые формы объясняются не как дислокации, а как облекание древнего слабо расчлененного рельефа. Однако вблизи крупных разломов здесь наблюдаются достаточно интенсивные нарушения залегания слоев. Верхнепалеозойские породы распространены в синклинальных структурах и в пределах глыбовых антиклиналей, но залегание их и в том и в другом случае различно. В глыбовых антиклиналях они образуют очень пологие складки, а местами лежат почти горизонтально. В зонах, переходных от глыбовых антиклинальных структур к синклинальным, прослеживается их весьма сильная дислоцированность, здесь же наблюдаются многочисленные тектонические разрывы. Складчатые и дизъюнктивные дислокации имеют северо-восточное простирание (Иванов, 1949а).

Таким образом, для этих отложений установлена четкая зависимость характера дислокаций от близости к дизъюнктивным нарушениям, создающим глыбовую структуру этих участков.

Верхнепалеозойские отложения прорваны разнообразными интрузивными комплексами. В зоне Центральной геосинклинали широкое развитие имеют крупные преимущественно согласные комплексы гранитоидов. Во внешней краевой зоне интрузивы представлены мелкими телами кислых гранитов. В зоне глыбовых дислокаций они несут черты гипабиссальных малых интрузий и субвулканических образований.

Мезозойские структуры

В мезозое геологическое развитие Восточного и Центрального Забайкалья протекало по-разному. В Восточном Забайкалье в отрезок времени от верхнего триаса до средней юры включительно происходило формирование сложно расчлененной остаточной геосинклинальной системы. Этот этап завершился активными предверхнеюрскими тектоническими движениями. В верхнеюрскую эпоху в Восточном Забайкалье происходило формирование лишь отдельных прогибов; тектонический режим в это время был переходным к платформенному.

Центральное Забайкалье после завершения поздневарисских складчатых движений, имевших место в конце палеозоя или в самом начале мезозоя, на большей части территории превратилось в молодую платформу, характеризующуюся развитием глыбовых антиклинальных и синклинальных структур. Глыбовые движения в Хилокской зоне, как указывалось выше, начались уже в конце палеозоя. В нижнем мелу и кайнозое, после консолидации мезозойской остаточной геосинклинальной системы, устанавливается сходный тектонический режим на всей территории Забайкалья.

Восточное Забайкалье

Доверхнеюрские структуры

В пределах Восточного Забайкалья выделяются следующие основные структурно-фациальные зоны, сформировавшиеся в доверхнеюрское время.

1. Центральная Восточно-Забайкальская синклинальная зона.
2. Переходная зона.
3. Северо-Западная синклинальная зона.
4. Пришилкинская северо-западная краевая геоантиклинальная зона.
5. Приаргунская юго-восточная краевая геоантиклинальная зона.
6. Заурулюнгуевская зона.
7. Область Газимуро-Урюмканских поднятий.
8. Верхнеамурская синклинальная зона.
9. Агинский массив.

Сложнопостроенная мезозойская геосинклинальная система частично заходит в Центральное Забайкалье, где выделяется Даурская краевая зона. Эти структурно-фациальные зоны выделяются по совокупности признаков, среди которых главными являются характер разрезов нижнего — среднего мезозоя и мощность отложений, морфология структур и особенности интрузивных процессов.

Контуры Центральной синклинальной зоны определяются прежде всего областью развития наиболее мощных комплексов обломочных отложений морской и алгачинской юры. Их мощность колеблется от 3—3,5 до 7 км. Все особенности этой зоны свидетельствуют о том, что здесь наиболее активно проявились доверхнеюрские тектонические движения. Центральная синклинальная зона представляет собой участок, вытянутый в северо-восточном направлении, расширяющийся на юго-запад и выклинивающийся у границ с Агинским массивом. В ее пределах выделяются несколько отличающиеся по своему строению области развития морских отложений нижней и средней юры и территория, где распространены синхроничные, но более грубообломочные

отложения алгачинской юры (Цаган-Олуевская подзона). Для зоны характерны относительно сложные и интенсивные складчатые деформации.

В Центральной синклинали зоне наблюдается приуроченность крупных мезозойских интрузивов к дополнительным осложняющим ее антиклинальным структурам (Цаган-Олуевский, Кондуевский, Соктуевский и др.). Эта зона окаймляется территорией, названной Переходной зоной, для которой характерно уменьшение мощности юрских осадков (3,5—2,0 км), представленных преимущественно континентальными образованиями. Здесь выявляются более простые морфологические особенности складчатых структур, осложненных большим количеством дизъюнктивных нарушений, а также иной характер интрузивного вулканизма.

В этой зоне юрские отложения, образующие сложные синклинали, разделяются обширными антиклинальными участками, в пределах которых выходят породы древнего палеозойского фундамента.

Наиболее быстрое изменение тектонических условий происходит вкрест простирания основных мезозойских структур (структурно-фациальных зон), но кроме того, оно наблюдается и при движении на северо-восток (т. е. по направлению общего простирания). Именно в этом направлении Переходная зона имеет наибольшую ширину (см. рис. 49). При движении на северо-восток она сменяется областью Газимуро-Урюмканских поднятий. Эта территория по своим главнейшим геологическим особенностям аналогична Приаргунской краевой зоне, расположенной между Восточно-Забайкальской остаточной геосинклинали системой и областью, расположенной уже в пределах Маньчжурии, имеющей в мезозое характер, близкий к платформенному.

Это чрезвычайно важная и специфическая особенность Восточно-Забайкальской остаточной геосинклинали системы, которая определяет закономерности изменения характера мезозойских интрузий и, следовательно, металлогенических черт различных районов этого региона. Именно эта особенность геологического строения Восточного Забайкалья объясняет отсутствие здесь выдержанных по простиранию и протяженных тектонических и металлогенических зон, обуславливает большую сложность контуров главнейших структурно-фациальных и металлогенических единиц.

Об изменениях геологических условий не только вкрест простирания, но и по простиранию главнейших структур, свидетельствуют следующие данные:

1. При движении с юго-запада, из районов, где наиболее полно представлены ниже-среднеюрские отложения (низовья правых притоков р. Онона), на северо-восток по простиранию Центральной зоны наблюдается закономерное выклинивание нижних горизонтов юрского разреза. На юго-западе установлен полный разрез, начинающийся с нижнего лейаса; в окрестностях поселка Газимуровский Завод в основании разреза залегают отложения верхнего лейаса, в районе поселка Култума, немного выше основания юрского разреза, выявлена фауна тоарского или ааленского ярусов. Наконец, в области Газимуро-Урюмканских поднятий встречаются лишь грубообломочные, маломощные (сотни метров) осадки этого возраста, аналогичные таким же отложениям Приаргунья, для которых доказано, что они отвечают самой верхней части ниже-среднеюрского комплекса Восточного Забайкалья и, по-видимому, являются среднеюрскими.

2. В направлении с юго-запада на северо-восток существенным образом меняется суммарная мощность отложений нижней — средней юры. В районах наиболее полного их развития она достигает почти 7 км, в окрестностях поселка Газимуровский Завод — 2—2,5 км, у пос. Култуминский Завод она, по-видимому, не превышает 1,5—2,0 км, а еще далее на северо-восток, к области Газимуро-Урюмканских поднятий, наблюдается резкое уменьшение мощности осадков и их погружения, затем повышения и новые уменьшения), которые, вероятно, соответствуют формированию дополнительных крупных структур, образующихся в процессе седиментации и осложняющих главнейшие структурно-фациальные зоны.

3. С юго-запада на северо-восток изменяются морфологические особенности структур. Наиболее сложные пликативные дислокации характерны для юго-западного участка. В районах, расположенных северо-восточнее, выявляются более спокойные складчатые формы, осложненные многочисленными разрывами. В области Газимуро-Урюмканских поднятий еще более падает напряженности пликативных дислокаций и увеличивается роль разрывов.

4. Крупные и относительно глубинные интрузивные тела мезозойского возраста известны только в юго-западной части центральной полосы Восточного Забайкалья, северо-восточнее (в районе поселков Шахтама, Газимурский Завод и Култума) выявляются лишь штоки гранитоидных пород, часто несущие признаки гипабиссальности. В области Газимуро-Урюмканских поднятий проявляются лишь малые гипабиссальные мезозойские интрузии. Изменение разрезов ниже-среднеюрского комплекса, обусловленное изменением тектонического режима и различной степенью прогибания разных участков Восточного Забайкалья в мезозое, значительно более резко осуществлялось в поперечном направлении (на северо-запад и юго-восток).

При движении от Центрального прогиба на юго-восток относительно узкая Переходная зона быстро сменяется Приаргунской краевой зоной, которая характеризуется наличием лишь отдельных синклинальных прогибов, заполненных относительно маломощными (от сотен метров до 2 км) и в основном грубообломочными, исключительно континентальными отложениями главным образом среднеюрского возраста. Самые верхние части нижеюрского разреза, закономерно выклинивающегося к этой зоне, возможно, имеются лишь в наиболее прогнутых частях указанных синклиналей. Отдельные прогибы, выполненные обломочными юрскими отложениями, разделяются здесь обширными участками, сложенными интенсивно дислоцированными палеозойскими породами и очень крупными массами прорывающих их гранитоидных пород, размывавшихся в процессе формирования этих структур. Юрские отложения сложены в типичные складки маломощного «покрова» осадочных образований, залегающего на консолидированном фундаменте. Складчатые формы, образованные ими, пологи и значительно осложняются лишь дизъюнктивными нарушениями, развитыми здесь в большом количестве. Разрывные же нарушения определяют пространственную позицию широко распространенных здесь «малых» гипабиссальных интрузивных тел.

В южной части Приаргунской полосы, кроме того, выделяется Заурулюнгуевская зона, представляющая собой уже, по-видимому, краевую часть крупной консолидированной структуры, распола-

гающей в Маньчжурии и заходящей лишь частично на территорию Забайкалья. Здесь, судя по быстрому уменьшению мощности нижне-среднеюрских осадков в направлении к Заурулунгуевской зоне, отложения этого возраста отсутствовали вовсе. Эта территория представляла собой в период формирования сложно построенной остаточной геосинклинальной системы Восточного Забайкалья в верхнем триасе, нижней и средней юре область краевого поднятия и размыва, постепенно переходящую в структуру, для которой был характерен режим, близкий к платформенному.

Переходы от главного синклинального прогиба на юго-восток, к Приаргунской краевой зоне, и на северо-восток, к области Газимуро-Урюмканских поднятий, осуществляются постепенно и, следовательно, границы между зонами могут быть проведены лишь приблизительно. Утверждение М. С. Нагибиной (1958а) о наличии резкой линейной границы между Центральной синклинальной и Приаргунской зонами (в виде глубинного разлома) и о приуроченности к этой границе скачка в мощности и фациях юрских осадков и проявления вдоль этой структурной линии наиболее интенсивных дислокаций не соответствует действительности.

Крупная Савво-Борзинская синклинальная структура, на которую ссылается М. С. Нагибина для доказательства вышеуказанного положения, действительно имеет асимметричное строение. В западной части ее северного крыла установлены наибольшие мощности и встречены все четыре свиты алгачинской юры; при движении вдоль северного крыла в восточном направлении выявляется постепенное выклинивание двух нижних свит алгачинского разреза и уменьшение общей мощности осадков. Для восточной части этого же крыла характерен уже двучленный разрез юрских отложений, который наблюдается и в области центроклинального замыкания синклинальной складки и переходит на южное крыло структуры.

В центральной части Савво-Борзинской сложной синклинали действительно имеется несколько мелких разрывов, к которым приурочены дайкообразные тела гипабиссальных пород. Однако здесь не наблюдается ни изменения фаций и мощностей юрских обломочных отложений, ни даже сколько-нибудь заметных смещений. Эти разрывы не влияют на конфигурацию складчатых структур, сложенных юрскими обломочными отложениями, хотя многочисленные дизъюнктивные нарушения более крупного масштаба, также не относящиеся к категории глубинных разломов, широко развитые в Переходной и особенно в Приаргунской зонах, существенно изменяют конфигурацию складок второго порядка юрского комплекса. Они обуславливают крутые и иногда опрокинутые падения на крыльях пологих складчатых структур и приводят к возникновению линейных зон мелкой и сложной складчатости.

При движении от Центрального синклинального прогиба на северо-запад, к Борщовочному хребту (на участке междуречья Унды и Шилки) наблюдается быстрое уменьшение мощностей комплекса нижней — средней юры и погубение осадков. В предгорьях Борщовочного хребта выявляются простые, относительно пологие складки, сложенные породами этого комплекса. Пликативные формы осложнены многочисленными разрывами. Антиклинальная структура Борщовочного хребта (на указанном отрезке) отделяет Центральную синклинальную зону от Северо-Западной. Главнейшие структурные особенности этой антиклинали еще не выявлены в достаточной степени. Она обрамляется с обеих

сторон весьма крупными, длительно развивавшимися разрывными структурами северо-восточного простирания, которые, вероятно, относятся к типу глубинных разломов (Ундинским или Борщовочным на юго-востоке и Шилкинским на северо-западе). Эти нарушения сопровождаются мощными зонами милонитов и катаклазитов. Гальки динамометаморфизованных пород, характерных для зоны Борщовочного разлома, встречаются среди обломочных отложений ниже-среднеюрского возраста предгорий этого хребта, что позволяет сделать вывод о том, что нарушение было заложено в доюрское время и развивалось параллельно с процессом накопления юрских толщ.

Шилкинское нарушение представляет собой надвиг с крутым падением на юго-восток. Борщовочный (Ундинский) разлом, по последним данным, отнесен к сбросу (или, вернее, системе ступенчатых сбросов) с падением поверхности сбрасывателя в сторону Ундинской депрессии под углами 45—65°. Однако приуроченность к этому разрыву милонитов и катаклазитов позволяет думать, что нарушение на ранних этапах своего возникновения развивалось как надвиг, а сбросовые движения здесь характерны только для наиболее молодых, скорее всего, послеверхнеюрских этапов тектонических движений.

В пределах Борщовочной антиклинали устанавливаются лишь «обрывки» мезозойских обломочных отложений, часть которых синхронична комплексу верхнего триаса и нижней — средней юры. Невозможность определения действительной мощности этих отложений, эродированных в большей своей части в связи с последующими крупными поднятиями Борщовочного хребта, а также слабая изученность морфологических особенностей структур этого возрастного комплекса не позволяют отнести этот участок Восточного Забайкалья к определенной структурно-фациальной зоне. Косвенным материалом, помогающим решить эту проблему, может быть характер мезозойских интрузивных пород рассматриваемого участка. Однако о возрасте интрузивных образований этой части Борщовочного хребта существуют самые противоречивые мнения. На тектонической схеме Восточного Забайкалья (см. рис. 49), рассмотренная часть Борщовочного хребта отнесена к глыбовой структуре, оформившейся в верхнем мезозое. Характер этой территории на более ранних этапах развития в мезозое остается неясным.

На юго-западе Центральная синклиналильная зона примыкает к области Агинского палеозойского поля, структурная позиция которого долгое время была предметом дискуссии. В последнее время работами А. Ф. Мушниковой и К. К. Анашкиной выявлено быстрое выклинивание отложений нижней — средней юры в направлении Агинского палеозойского поля, с одновременным их погребением. Учитывая полное отсутствие ниже-среднеюрских отложений, а также доказанных глубинных интрузивных предверхнеюрских пород в пределах большей части рассматриваемой территории, можно считать достаточно обоснованным существование Агинского жесткого внутреннего массива мезозойской остаточной геосинклиналильной системы Восточного Забайкалья. Южная часть Агинского поля, так же как и северная, относящаяся к Северо-западной синклиналильной зоне, была, возможно, вовлечена в активные мезозойские складчатые движения, о чем свидетельствуют выявленные здесь морские верхнетриасовые отложения.

К северу от Агинского массива, частично огибая его на западе, а также к северу от Борщовочного антиклинала, располагается узкая Северо-западная синклиналильная зона. Она имеет северо-восточ-

ное простираание, вытягиваясь вдоль рек Ингоды и Шилки и выклиниваясь в районе курорта Дарасун на юго-западе и г. Сретенска на северо-востоке.

Северо-западная зона характеризуется развитием мощных (3—3,5 км и более), в основном песчано-сланцевых морских отложений верхнего триаса, собранных в протяженные и крутые складки северо-восточного простираания, осложненные мелкими складками и большим количеством разрывных нарушений главным образом надвигового типа. На триасовых отложениях резко несогласно залегают юрские, преимущественно грубообломочно-эффузивные толщи, вероятно, являющиеся аналогом ниже-среднеюрских отложений, развитых юго-восточнее. С этапом тектонических движений, которые фиксируются этим несогласием, связано формирование вулканогенного комплекса, в составе которого имеются эффузивы, субвулканические тела и резко гипабиссальные малые интрузии.

Юрские обломочно-эффузивные толщи также интенсивно дислоцированы и прорваны значительными гранитоидными интрузиями, относящимися к группе фаций средних глубин. Для этой структуры характерны интенсивные процессы метаморфизма мезозойских толщ с развитием протяженных линейных зон турмалинизации. Узкий, линейный характер Северо-Западной синклиналиной зоны и отсутствие переходных и континентальных фаций верхнего триаса, предстваленного лишь морскими осадками, наличие в юго-восточном борту этой структуры весьма крупных нарушений (в том числе Шилкинского разлома), позволяет думать, что в формировании ее большую роль играли крупные и длительно развивавшиеся разрывы типа глубинных разломов.

В северо-западной части Восточно-Забайкальской остаточной геосинклиналиной системы расположена краевая Пришилкинская зона. Она окаймляет Северо-западную синклиналиную и Переходные зоны и на северо-востоке сливается с областью Газимуро-Урюмканских поднятий. На северо-западе эта зона постепенно сливается с территорией, имевшей платформенный характер в мезозое, ее северо-западная граница проводится условно.

В пределах зоны развиты главным образом гранитоидные палеозойские породы, осадочно-метаморфические толщи палеозоя имеют незначительное распространение. Мезозойские свиты, более точная датировка возраста которых в большинстве случаев затруднительна, образуют лишь ничтожные по площади «пятна». Однако здесь в последнее время доказано наличие обломочных отложений (иногда с туфогенными породами), отвечающих возрастному интервалу верхний триас — средняя юра. Они обладают незначительными мощностями, измеряемыми обычно сотнями (иногда первыми тысячами) метров и представлены в большинстве случаев континентальными осадками. В структурном отношении они представляют собой остатки размытых синклиналей, осложненных многочисленными разрывами главным образом надвигового характера. Для этой зоны характерно развитие малых гипабиссальных тел Годойской интрузии. Сравнивая эту зону с Приаргунской краевой структурой, необходимо подчеркнуть следующие черты ее отличия: Северо-западная краевая зона, несомненно, отличается более глубоким эрозионным срезом, в результате чего оказались эродированными в главной своей части не только мезозойские, но и осадочно-метаморфические породы палеозоя, широко развитые в Приаргунье. Для этой зоны в большей степени, чем для Приаргунской, характерно раз-

витие протяженных зон разрывов, катаклаза и милонитизации, среди которых многие отличаются длительностью и многофазностью развития.

В районе стрелки Шилки и Аргуни и в верховьях р. Амура выявляются морские отложения верхнего триаса и морские и континентальные юрские осадки. Здесь начинается Верхне-Амурский мезозойский прогиб, во многом аналогичный Восточно-Забайкальскому, но имеющий и свои важные отличительные черты. Он захватывает очень незначительную часть Читинской области и поэтому его характеристика не приводится. Отметим лишь, что он отличается меньшей сложностью и напряженностью тектонических дислокаций в мезозое. Мезозойские интрузии здесь представлены относительно мелкими телами и во многих случаях несут четкие признаки гипабиссальности.

Данные последнего времени позволяют предположить, что мезозойская остаточная геосинклиальная система замыкается в пределах Даурской зоны Центрального Забайкалья. Здесь выявлены в основном грубообломочные нижне-среднеюрские осадки, приуроченные к небольшому прогибу в осевой части Яблонового (южного) и Даурского хребтов. По характеру отложений и особенностям структур они сходны с синхроничными образованиями Приаргунской зоны Восточного Забайкалья. В Даурской зоне выявляются также мезозойские резко гипабиссальные интрузии (районы Хапчеранги, гольцов Сохондо), аналогичные Приаргунским. Отсюда эта краевая зона переходит в районы северо-восточной Монголии, где, по имеющимся данным, происходит ее полное затухание.

Закончив краткую характеристику главнейших структурно-фациальных зон остаточной мезозойской геосинклиальной системы и установив характер их соотношений, приступим теперь к более подробному описанию морфологических особенностей характерных для них структур. Следует отметить, что разная степень изученности Забайкалья не позволяет сделать это с одинаковой полнотой.

В наиболее изученных южных районах Восточного Забайкалья выделяется ряд крупных и сложных синклиальных и антиклинальных структур. С юго-востока на северо-запад здесь выделяются следующие протяженные синклинали: Савво-Борзинская, Борзинско-Газимурская, Талангуйско-Шелопугинская, Ундинская. Их разделяют сложные антиклинальные структуры: Алгачинско-Кутомарская, Кукульбейская, Шондунская. Общая протяженность этих сложных складок иногда превышает 200 км (например, Борзинско-Газимурская синклиналь прослеживается от Монгольской границы до верховий р. Урюмка на протяжении около 250 км). Синклинали значительно расширяются в юго-западном направлении, а антиклинальные зоны — в северо-восточном. В размахе крыльев эти структуры иногда достигают 40—50 км. Обращает на себя внимание наличие общего антиклинального перегиба, протягивающегося примерно в широтном направлении от окрестностей пос. Жеткова (через верховья р. Унды) к району с. Явленское. В этом направлении вытягиваются некоторые плутоны (Шахтаминский, Белухинский), а также отмечаются серии даек, имеющих общее субширотное простираение.

Изменение мощностей и фациальных особенностей нижне-среднеюрских отложений по направлению простираения структур приводит к тому, что ряд протяженных складок заходит в разные структурно-фациальные зоны. Особенно сложную позицию занимает Савво-Борзин-

ская синклиналь, которая, располагаясь главным образом в Переходной зоне, своей крайней северо-западной частью заходит в Центральную синклиналиную зону. Юго-восточное крыло этой структуры относится уже к краевой Приаргунской зоне. Юго-западные части Борзинско-Газимурской и Талангуйско-Шелопугинской синклиналей располагаются в пределах Центральной синклиналиной зоны, а северо-восточными они заходят в Переходную зону. Ундинская синклиналь в главной части находится в Переходной зоне и лишь юго-западной оконечностью заходит в Центральную синклиналиную зону.

Структуры по простиранию испытывают ряд ундуляций шарниров, благодаря чему они распадаются на отдельные складки, иногда сочленяющиеся кулисообразно; сложены они двумя подъярусами: нижним, представленным отложениями лейаса и низов доггера (акатуевской, базановской и бохтинской свитами и их аналогами), и верхним — осадками доггера (верхнегазимурской свитой). Свиты нижнего подъяруса имеют более сложные формы дислокаций. Отложения верхнегазимурской свиты в центральных частях синклиналей залегают согласно на нижележащих толщах и часто связаны с ними постепенными переходами. В некоторых случаях граница между нижними частями разреза и верхнегазимурской свитой исчезает и все указанные выше свиты составляют единый комплекс (северо-западное крыло Савво-Борзинской синклинали). В антиклинальных структурах и на крыльях указанных крупных складчатых форм в ряде участков выявляются резкие несогласия между верхнегазимурской и нижележащими свитами юры, причем верхнегазимурская свита иногда залегают непосредственно на палеозойском фундаменте.

В пределах Центральной синклиналиной зоны выделяются Главная и Цаган-Олуевская подзоны. А. Ф. Мушников (1958 б) прослеживанием опорных горизонтов в Главной подзоне выяснил строение юрских структур этой территории с большей точностью. Для нее характерны развитие крутых, протяженных, обычно асимметричных, несколько опрокинутых на северо-запад складок и примерно одинаковое развитие синклиналиных и антиклинальных структур; углы падения на крыльях обычно 40—70°. Основные структурные формы этой подзоны осложнены складками второго и третьего порядка. Например, в окрестностях поселков Курунузулай и Онон-Борзя складки второго порядка имеют размах крыльев 1—3 км и крутое погружение шарниров на юго-запад. Углы падения их крыльев составляют 30—40° и больше. Эти складки осложнены дополнительной складчатостью с размахом крыльев в пределах первых десятков метров, кроме того, они опрокинуты на северо-запад. Складчатые формы осложнены многочисленными продольными и поперечными нарушениями, амплитуда которых составляет 1—2 км.

В Цаган-Олуевской подзоне алгачинский комплекс юрских отложений собран в сложно построенную антиклиналь (Алгачинскую) и значительно более пологие и простые, но осложненные складчатостью второго порядка синклиналиные структуры — Савво-Борзинскую (на юго-востоке) и Борзинско-Газимурскую (на северо-западе).

В Алгачинской антиклинали структуры более высоких порядков имеют сложную конфигурацию и характеризуются крутыми падениями крыльев (60—70° и круче). Здесь выявлено большое количество как продольных, так и поперечных нарушений. Структуры Переходной зоны существенно отличаются от описанных выше. Пликативные структуры в ней становятся проще, но возрастают роль и сложность дизъюнктив-

ных нарушений. Синклинали резко уменьшаются по площади, разбиваясь часто на отдельные овальные и вытянутые складки, разделенные обширными антиклинальными пространствами, сложенными породами палеозойского фундамента. Большое количество разрывов ведет к тому, что часто наблюдаются лишь обрывки складчатых структур. Разрывы прослеживаются иногда на расстояния, измеряемые десятками километров. Характерной особенностью Переходной зоны является наличие линейных полос, в пределах которых осуществляются дифференциальные подвижки, по-видимому, преимущественно надвигового типа. Эти полосы часто являются границей между антиклинальными и синклиналиными структурами, но в ряде случаев они выявлены и в антиклинальных блоках. Породы, слагающие эти полосы, интенсивно катаклазированы и милонитизированы.

Полосы дифференциальных подвижек выявлены в пределах Переходной зоны на границе Кутомарской антиклинали и Савво-Борзинской синклинали (на юго-востоке) и Борзинско-Газимурской (на северо-западе). Кроме того, подобная же полоса прослеживается в центральной части Кутомарской антиклинали, на участке, протягивающемся через верховья правых составляющих р. Донинской Борзи к верховьям реки Н. Борзи. Кроме отмеченных полос (зон), имеющих северо-восточное простирание, выявлена секущая полоса дифференциальных подвижек северо-западного простирания, протягивающаяся из района с. Дюно к участку, расположенному к востоку от с. Бохто. Важно отметить, что последняя зона перекрывается эффузивными породами верхнеюрского возраста, в которых дифференциальные подвижки не проявляются. По-видимому, значительное число подобных зон, а особенно мелкого масштаба, еще не выявлено на обширных участках, сложенных преимущественно однообразными и плохо обнаженными палеозойскими гранитоидными породами, широко развитыми в осевых частях антиклинальных структур.

При решении вопроса о возрасте дифференциальных подвижек необходимо учитывать, что они нарушают отложения ниже-среднеюрского возраста, однако в верхних частях разрезов, в верхнегазимурских конгломератах, встречены гальки катаклазированных гранитоидных пород, характерных для подобных зон. Учитывая то, что породы этих зон перекрыты верхнеюрскими отложениями, можно прийти к выводу, что указанные полосы дифференциальных подвижек частично образовались в период накопления ниже-среднеюрских осадков, особенно их верхней грубообломочной части (верхнегазимурских конгломератов). Наиболее крупные движения по ним происходили, вероятно, в связи с активными предверхнеюрскими тектоническими процессами.

Для характеристики морфологических особенностей складчатых структур Переходной зоны дадим описание некоторых типичных участков, в частности, района пос. Газимурский Завод и предгорий Борщовочного хребта. Обобщенное описание структур окрестностей поселка Газимурский Завод, сложенных морскими юрскими отложениями дают Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий (1940). Они отмечают «целый ряд правильных складок, в которые собраны юрские отложения, покоящиеся на сложном складчатом фундаменте». Эти исследователи выделяют ряд крупных синклиналиных структур, сложенных юрскими породами, и разделяющих их антиклиналей, в пределах которых выходит древний фундамент. Основные структуры осложнены мелкой складчатостью. Названные авторы пишут: «...складчатость морской юры простая. Харак-

терная черта всех складок — асимметрия их поперечного профиля, обусловленная некоторым наклоном осевых плоскостей складок к северо-западу. Углы падения варьируют от 15° до $50\text{--}60^\circ$ ». Г. Ю. Григорчук, М. А. Гуревич и С. Н. Химка отмечают связь крутых углов падения с дизъюнктивными дислокациями и подчеркивают их многочисленность. Изучая одну из синклинальных структур района, исследователи выявили узкую горст-антиклиналь, осложняющую синклинальную складку.

К северо-западу от Центральной синклинальной зоны, к предгорьям Борщовочного хребта, не только резко уменьшается мощность нижне-среднеюрских отложений и увеличивается их грубообломочность, но, как это подчеркивается рядом исследователей, существенно меняются морфологические особенности структур, сложенных породами этого возраста. По данным Т. М. Дембо, Б. А. Максимова и других исследователей, в области нижнего течения р. Унды нижне-среднеюрские отложения, представленные здесь преимущественно грубообломочными породами, образуют относительно пологие складки, осложненные большим количеством разрывов. Углы падения крыльев их колеблются от $15\text{--}20^\circ$ до $30\text{--}35^\circ$ и становятся более крутыми лишь вблизи разрывов. Для структур характерна большая крутизна северо-западных крыльев синклинальных складок.

В Приаргунской краевой зоне юрские обломочные отложения залегают в отдельных относительно небольших синклинальных структурах. Изучение закономерностей в изменении характера разрезов юрских отложений по отношению к контурам указанных синклинальных структур, наиболее детально проведенное в пределах Калганской синклинали (Козеренко, 1956а), выявляет, что эти структуры начали формироваться еще в процессе седиментации. Изучение морфологии складок, сложенных нижне-среднеюрскими отложениями континентальной приаргунской фации, позволило установить их интересные специфические особенности. При изучении сложной Калганской синклинали было выявлено, что отдельные структуры, осложняющие ее, характеризуются простотой своих общих очертаний и «ломаностью» форм (сочетанием относительно крутых и весьма пологих элементов залегания), что, по-видимому, связано с разрывами в палеозойском фундаменте, на котором покоятся юрские отложения. Здесь часто сочетаются углы падения на крыльях в $15\text{--}25^\circ$ и $65\text{--}75^\circ$. Вблизи крупного разрыва надвигового типа, который здесь прослеживается, выявляются крутые и даже несколько опрокинутые на северо-запад складки. При удалении от разрыва (в южной части синклинали) наблюдаются пологие складки с углами падения на крыльях, редко превышающими $20\text{--}30^\circ$.

Северо-восточнее, в пределах Чашино-Ильдиканской синклинали и в окрестностях пос. Нерчинский Завод, где развиты отложения, имеющие меньшие мощности, характер структур несколько меняется. Отдельные дополнительные складки Чашино-Ильдиканской синклинали обладают резкими ундуляциями осей, благодаря чему в пределах этой структуры выходят сложные по очертаниям «пятна» пород палеозойского фундамента. Здесь происходит как бы коробление палеозойского фундамента, покрытого маломощным чехлом юрских отложений. Эти дополнительные складки образуются, по-видимому, в результате дифференциальных движений по сколовым трещинам и небольшим разрывам в породах палеозойского фундамента. Углы падения на крыльях дополнительных складок обычно $30\text{--}35^\circ$ и меньше. Лишь у крупного надвига, обрамляющего Чашино-Ильдиканскую структуру с юго-востока, уста-

навливается весьма крутая, несколько опрокинутая на северо-запад антиклинальная складка с палеозойскими гранодиорит-порфирами в ядре. Ее возникновение связывают с надвиганием крупного блока палеозойских пород по крутой надвиговой поверхности. Анализ разрезов юрских отложений Чашино-Ильдиканской синклинали выявляет значительно большую грубообломочность пород юго-восточного крыла. Указанные соотношения позволяют прийти к выводу, что юго-восточный борт этой синклинали был приподнят во время седиментации, а в дальнейшем, во время активных предверхнеюрских тектонических движений, эти воздымания перешли в крупный надвиг.

В Приаргунской зоне отмечается большое количество разрывных нарушений, главным образом крутопадающих надвигов и сдвигов. Наиболее подробно они изучены к югу от поселка Нерчинский Завод Н. С. Горшковым. Среди них наиболее распространены нарушения северо-восточного простирания, менее развиты меридиональные и изредка встречаются субширотные структуры. В окрестностях поселка Запокровский выявлен надвиг северо-западного простирания с пологим падением надвиговой поверхности на северо-восток ($10-15^\circ$). Наиболее крупный крутой надвиг с падением надвиговой поверхности на юго-восток ($60-75^\circ$) прослеживается на расстояние более 50 км (от поселка Михайловский до поселка Чингильтуй). Он осложняет Чашино-Ильдиканскую и Қалганскую синклинали.

Наличие многочисленных разрывных нарушений приводит к тому, что юрские отложения в ряде случаев оказываются в структурах типа грабенов (например, структура к югу от поселка Нерчинский Завод). Система разрывных нарушений создает сложную блоковую расчлененность Приаргунской зоны. Однако лишь самые крупные разрывы имели частично конседиментационный характер, большинство же разрывов лишь осложняют и нарушают складчатые формы, сложенные обломочными юрскими отложениями. В целом эта зона является складчатоглыбовой.

Для остальных районов Восточного Забайкалья еще нет материалов, которые позволили бы достаточно детально охарактеризовать морфологические особенности структур интересующего нас комплекса.

Сравнивая характер дислокаций морской юры Центральной синклинали и верхнего триаса, развитого в пределах Северо-Западной синклинали зоны, И. С. Валицкая (1940) подчеркивает большое сходство их структур: «тут отмечаются те же крутые асимметричные, иногда опрокинутые на северо-запад складки километровой амплитуды, иногда осложненные мелкой складчатостью на крыльях».

Многочисленные разрывные нарушения Северо-западной краевой (Пришилкинской) зоны имеют в основном северо-восточное простирание. Ввиду широкого развития здесь гранитоидов они выявляются труднее, чем в Приаргунской зоне, и часто фиксируются лишь по выдержанным зонам милонитизации и катаклаза. Однако даже по имеющимся фактическим данным можно прийти к выводу о большем значении для этой зоны, по сравнению с Приаргунской, протяженных, согласных с общей структурой, длительно развивающихся разрывов. Черты глыбового расчленения здесь выражены резче, чем в Приаргунской краевой зоне. Необходимо подчеркнуть наличие крупных разрывов по периферии Агинского массива.

К востоку от ст. Оловянная и с. Агинское и далее в западном направлении прослеживается весьма крупная разрывная структура, имею-

щая запад-северо-западное простирание и обрамляющая этот массив с севера. К восточной и западной окраинам Агинского массива приурочены полосы верхнеюрских и нижнемеловых отложений, которые формировались в приразломовых синклиналиях. По-видимому, здесь существовали длительно развивающиеся разрывы, определившие резко отличное геологическое строение к западу и востоку от них; будучи подновлены в верхнем мезозое, они обусловили позицию приразломовых синклиналей, в пределах которых формировались верхнемезозойские отложения.

Материал, приведенный в настоящей главе и в разделе, касающемся стратиграфии, позволяет выявить следующие главнейшие черты тектонического развития Восточно-Забайкальской остаточной геосинклинальной системы. Эта территория представляет собой резко расчлененный асимметричный прогиб, который формировался в основном в течение верхнего триаса, нижней и средней юры. Здесь выделяется два этапа: первый включает верхнетриасовую эпоху, второй — нижнюю и среднюю юру.

Наиболее ранние прогибы начались в Северо-Западной синклинальной зоне, сложенной отложениями верхнего триаса. Здесь же осуществились наиболее ранние поднятия: осадки нижней — средней юры в этой зоне, представленные главным образом грубообломочными породами, лежат на верхнем триасе несогласно. Основной прогиб, сложенный отложениями нижней — средней юры, смещен по отношению к верхнетриасовому в юго-восточном направлении и, следовательно, если рассматривать отложения нижнего и среднего мезозоя в целом, их следует отнести к комплексу смещения.

В составе нижней и средней юры должно быть выделено два подъяруса: нижний слагается отложениями акатуевской, базановской и бохтинской свит (и их аналогов — онтагаинской, сивачинской и онон-борзинской), а верхний — грубообломочными молассовыми отложениями верхнегазимульской свиты. Выклинивание нижних горизонтов комплекса нижней — средней юры в краевых зонах показывает, что в целом он относится к трансгрессивному типу. Однако более детальное его изучение (Мушников, 19586) выявляет наличие более мелких ритмов, усложняющих указанную общую закономерность.

Основные структурные элементы, сложенные ниже-среднеюрскими отложениями, начали частично формироваться в процессе седиментации, причем эти процессы по-разному протекали в различных структурно-фациальных зонах. Наиболее интенсивно они осуществлялись в краевых, относительно приподнятых зонах; конседиментационное образование отдельных синклиналей, как это показали детальные исследования в Приаргунской зоне, уже четко проявились в калганской свите; более слабо эти процессы, по-видимому, проявились при формировании нижних свит в наиболее прогнутых участках Переходной и Центральной синклинальной зон. Интенсивность этих процессов резко возрастает в период формирования грубообломочной верхнегазимульской свиты. Изучение галечного материала верхнегазимульской свиты показывает, что во время ее формирования в соседних антиклинальных зонах были значительные участки размывающегося палеозойского фундамента (Козеренко, 1956а, Мушников, 19586). Эти участки образовались в связи с продолжающимся ростом антиклинальных структур, а главным образом — в связи с блоковыми поднятиями отдельных участков по разрывам и зонам дифференциальных подвижек. Наибольшее поднятие осуществлялось в крае-

вых зонах, наименьшее — в Центральной синклиналильной зоне, где, по-видимому, имелись лишь отдельные, незначительные по размерам горст-антиклинали.

Объемный метод показывает, что огромная масса верхнегазиму-рских конгломератов, весьма широко развитых в Центральной и Переходной зонах, с учетом их значительно большего бывшего распространения, не могла образоваться за счет размыва внутренних поднятий, как это полагают некоторые исследователи. В эти интенсивно прогибающиеся зоны из областей внутренних размывов доставлялась лишь «добавка» обломочного материала, а главная масса поступала из областей краевых поднятий. Недостаточно ясное понимание этого положения приводит иногда к неверному выводу, что нынешние контуры распространения верхнегазиму-рских конгломератов во всех структурно-фациальных зонах примерно соответствуют первичным областям их накопления, и что в антиклинальных структурах к концу периода их формирования почти на всей площади обнажился палеозойский фундамент.

Анализируя характер предверхнеюрских интрузивных пород, развитых в антиклинальных структурах Центральной синклиналильной зоны, мы убеждаемся, что они образовались при наличии мощного покрова осадочных юрских образований. Это является другим важным доводом в пользу того, что в пределах этих зон в период формирования верхнегазиму-рских конгломератов палеозойский фундамент мог вскрываться лишь в очень незначительной степени.

Формирование сложной остаточной геосинклиналильной системы завершилось фазой активных предверхнеюрских тектонических движений, которая в Восточном Забайкалье фиксируется региональным несогласием между верхнеюрскими и нижележащими свитами. Этот переломный этап в тектонической жизни региона подчеркивается, кроме указанного несогласия, достаточно резкими изменениями условий осадкообразования. В составе верхнеюрских свит значительно увеличивается роль вулканогенных пород; их образование происходило лишь в отдельных прогибах, и, таким образом, существование остаточной геосинклиналильной системы как целостной, хотя и сложной структуры прекратилось.

Предверхнеюрские тектонические движения проявились с разной степенью активности и в разных формах в различных структурно-фациальных зонах. В связи с этим в них выявляются различные соотношения между складчатыми и разрывными формами дислокаций. Наиболее интенсивно складчатые деформации проявились в Центральной и Северо-Западной синклиналильных зонах. Разрывные нарушения здесь в основном подчинены складчатым формам, лишь осложняя их. Роль разрывов увеличивается в Переходной зоне и еще резче — в краевых, относительно приподнятых участках (Приаргунской, Пришилкинской зонах и области Газимуро-Урюмканских поднятий). Как это было показано при анализе Приаргунской зоны, здесь характер складчатости зависит от близости к крупным разломам, и, следовательно, разрывные структуры начинают занимать доминирующее положение. Наиболее велика их роль, вероятно, в Северо-Западной краевой (Пришилкинской) зоне.

Разные структурно-фациальные зоны отличаются различным характером предверхнеюрских интрузивных пород и определенными особенностями их структурной позиции.

Крупные гранитоидные массивы, относящиеся главным образом к группе фаций средних глубин, выявляются только в пределах Цент-

ральной и Северо-Западной синклиналильных зон, т. е. в участках наиболее активного проявления складчатых предверхнеюрских движений. Они представляют собой интрузивы сложного строения с площадью на выходе до 500 км² и более; наблюдается их приуроченность к дополнительным антиклинальным структурам, осложняющим указанные синклиналильные зоны. Эти массивы сложены в основном гранодиоритами и гранитами, причем для них характерно широкое развитие кислых и, в частности, пегматоидных гранитов. Периферические части массивов обычно сложены несколько ранее образовавшимися гранодиоритами, среди более поздних разновидностей преобладают кислые и ультракислые граниты. В связи с этим обстоятельством неглубоко срезанные интрузивы часто представлены гранодиоритами, в то время как в составе глубоко эродированных массивов (Цаган-Олуевского, Соктуевского и др.) существенную роль играют кислые граниты. Гранитоидные массивы в пределах указанных зон оказывают обычно активное воздействие на вмещающие породы.

Предверхнеюрские интрузии Переходной зоны представлены массивами меньших размеров, штоками, с площадью на выходе, обычно измеряемой десятками квадратных километров, иногда до 100—150 км². В их составе преобладают гранодиориты; в ряде случаев в породах проявляются резкие признаки гипабиссальности, вплоть до переходов к типичным «порфировым» породам. Пространственная позиция этих интрузивных тел часто совершенно определенно обуславливается разрывными формами дислокаций. Для краевых зон (Приаргунской, Пришилкинской, области Газимуро-Урюмканских поднятий и, по-видимому, Даурской зоны Центрального Забайкалья) характерно наличие лишь малых гипабиссальных интрузивных тел. Среди них преобладают гранодиориты, граносиениты и другие кислые породы, отличающиеся от нормальных пород гранитного состава как несколько повышенной основностью, так и повышенной щелочностью. Среди интрузивов этой группы преобладают дайки, дайкообразные тела и реже мелкие штоки, оказывающие чаще всего незначительное воздействие на вмещающие породы. Обычно эти интрузивы обладают резко выраженными признаками гипабиссальности, и лишь некоторые штоки приближаются по своим особенностям к группе фаций средних глубин. Эти интрузии приурочены к разрывным нарушениям, очень широко развитым в краевых зонах и в области Газимуро-Урюмканских поднятий. Они имеют большое сходство с более молодыми интрузиями, активно воздействующими на верхнеюрские отложения и поэтому их часто невозможно отделить от последних. В пределах Агинского массива интрузии предверхнеюрского возраста, по-видимому, отсутствуют. Они вероятны лишь в самых его краевых частях. По-видимому, Шерловогорский шток резко гипабиссальных пород относится к подобным интрузиям.

Верхнеюрские структуры

В результате активных предверхнеюрских движений тектонический режим в пределах Восточного Забайкалья резко изменился. Формирование вулканогенно-обломочных толщ верхнеюрского возраста происходило в обстановке активизации глыбовых движений. По глубоким и протяженным расколам происходило излияние лав и выбросы твердых продуктов извержений и в связи с ними образовывались линейно-вытянутые зоны развития субвулканических тел. Накопление относи-

тельно мощных существенно вулканогенных верхнеюрских толщ (мощностью до 1,5 км и более) осуществлялось лишь в пределах отдельных прогибов, продолжающих синклинальный тип развития более древних структур, сложенных отложениями нижней — средней юры. Наложенные мульды, развивавшиеся в антиклинальных зонах, характеризуются мощностями верхнеюрских отложений, измеряемых сотнями метров.

Дислокации верхнеюрских комплексов в целом значительно менее интенсивны, чем отложений нижней — средней юры. Поля вулканогенно-обломочных толщ верхней юры, по данным И. С. Валицкой, представляют неправильные, обычно ориентированные в северо-восточном направлении синклинальные участки, нередко по краям обрамленные надвигами. В большинстве мест установлено, что верхнеюрские отложения залегают резко несогласно на нижележащих юрских свитах и в очень многих случаях непосредственно на палеозойском фундаменте. Лишь местами наблюдается их видимое согласное залегание на ниже-среднеюрских отложениях.

Характер верхнеюрских структур примерно однотипен во всех районах Восточного Забайкалья. Наблюдаются лишь изменения в простираниях складчатых структур этого возраста. В Приаргунье складки, сложенные верхнеюрскими отложениями, имеют северо-восточное простирание, иногда отклоняясь к широтному. Такое же простирание верхнеюрских складок характерно также для центральной и северо-западной частей Восточного Забайкалья. По окраине Агинского массива простирания этих структур становятся меридиональными и даже север-северо-западными, т. е. повторяют до некоторой степени изгибы более древних юрских складок.

В связи с тем, что еще в процессе седиментации оформились участки, имеющие резко различные мощности верхнеюрских отложений и разные соотношения с нижележащими толщами, выделяются два основных типа структур этого возраста с разными морфологическими особенностями. К первому типу относятся унаследованные синклинали, ко второму — наложенные мульды. Унаследованные синклинали, находящиеся в пределах синклинальных структур, сложенных отложениями нижней — средней юры, отличаются от наложенных мульд несколько большей крутизной крыльев и имеют большие размеры. Примерами унаследованных синклиналей являются Александровозаводская, Мулинская, Кличкинская, Даинская и др. Оси унаследованных синклиналей в юго-восточной части Восточного Забайкалья смещаются к юго-востоку по сравнению с осями более древних юрских структур, а в северо-западной — к северо-западу. Обычно углы падения на крыльях унаследованных синклиналей 15—30°, но вблизи дизъюнктивных нарушений достигают 70°. Примерами наложенных мульд могут быть Шараканская и Донинская мульды, широкие поля эффузивов в Заурулюнгуевской зоне и многие другие. Эти структуры развиваются на крыльях, либо в осевых частях ниже-среднеюрских антиклиналей. Это складки большого радиуса кривизны с углами падения на крыльях, редко превышающими 10—15°.

Нижнемеловые структуры

Нижнемеловые отложения Восточного Забайкалья приурочены в основном к глыбовым синклиналям, а в ряде случаев — к центральным частям более древних мезозойских синклинальных структур; в некоторых случаях они образуют плоские мульдобразные впадины.

Чаще всего отложения этого возраста выполняют протяженные тектонические депрессии северо-восточного простирания. Ширина депрессий 5—20 км, протяженность некоторых, например Аргунской, очень значительна и достигает 200 км. Обычно депрессии окаймлены серией разрывных нарушений, причем, по данным М. С. Нагибиной, выделяются впадины без обрамляющих разрывов, имеющие более или менее изометричные очертания (Харанорская, Торейских озер и др.) и осложненные разрывами с одной или двух сторон. Внутри депрессий меловые отложения собраны в весьма пологие складки, а на бортах, в связи с окаймляющими разломами, углы падения достигают 30° и более, тогда как в центральной части депрессий они лежат почти горизонтально. Мульды, сложенные нижнемеловыми отложениями, обычно асимметричны: юго-восточные их крылья более крутые ($30-40^\circ$), северо-западные пологие ($5-15^\circ$). Именно вдоль юго-восточных бортов наиболее часто встречаются разломы.

В последнее время установлено (М. С. Нагибина, Ю. П. Писцов и др.), что разломы, окаймляющие депрессии, часто имеют конседиментационный характер и контролируют распределение пролювиальных предгорных фаций нижнемеловых отложений. Кроме продольных бортовых разломов, во многих случаях наблюдаются молодые, поперечные нарушения, усложняющие строение бортов депрессии (Балейская, Приаргунская и др.).

Центральное Забайкалье

В мезозое Центральное Забайкалье представляло собой молодую платформу, и только в Даурской зоне фиксируются юрские комплексы, сходные с формациями краевых зон остаточной геосинклинальной системы Восточного Забайкалья. В пределах этой территории господствующей формой являются аркогенические движения, ведущие к расчленению области на глыбовые антиклинали и синклинали. В нижнем мезозое в Даурской зоне происходит формирование сохондинской эффузивно-интрузивной формации. Эти образования приурочены к системе разломов, проходящих в осевой части Даурского хребта.

Сохондинская формация приурочена к широкой полосе северо-восточного простирания, секущей субширотные поздневарисские структуры. Эта формация в основном представлена крупными штоками, лакколитообразными телами и дайками гранитов, гранит- и гранодиорит-порфиров, дацитов и кварцевых порфиров. В тесной связи с ними развиты остатки сохранившихся от размыва покровов дацитов, кварцевых порфиров, их туфов и туфоконгломератов. Эти эффузивы и пирокластические образования залегают на размытой поверхности поздневарисских (послепермских) складчатых сооружений практически горизонтально. Углы падения в эффузивах и туфах $10-20^\circ$ отражают, по-видимому, углы первичного наклона этих пород, так как следов дислокационного метаморфизма в них не наблюдается. Породы сохондинского комплекса разбиты многочисленными разрывными нарушениями, по которым иногда внедрялись дайки гранит-порфиров, дацитов, кварцевых порфиров и других пород.

Формирование сохондинского комплекса приурочено к этапу глыбовых движений в пределах молодой платформы. Ориентировка прогибов, в которых сосредоточены интрузии и эффузии этого комплекса, приспособляются к контурам расположенного восточнее Агинского

жесткого массива, уже сформированного ко времени образования сохондинской формации.

В последние годы в осевой части Даурского антиклинория (верховья рек Бальджи и Киркуна) выявлены полосы отложений нижней — средней юры, сходной с приаргунской юрой и зажатые в надвигах среди палеозойских образований. Они сложены конгломератами (с прослоями песчаников и алевролитов) интенсивно дислоцированными, а местами стоящими на голове (углы падения 70—80°). По-видимому, в нижне-среднеюрское время в Даурской зоне существовал прогиб, тектонический режим которого был сходен с режимом Приаргунской краевой зоны Восточного Забайкалья.

Примерно со средней юры главная часть Центрального Забайкалья расчленяется по расколам на ряд узких и протяженных депрессий (глыбовых синклиналей), разделенных широкими глыбовыми антиклиналями. Тектонические депрессии хорошо выражены в современном рельефе как отрицательные формы. Глыбовые антиклинали совпадают с крупными горными хребтами, которые в свою очередь являются в большинстве случаев домезозойскими антиклинориями.

Таким образом, общий план расположения главнейших мезозойских структур predetermined строением древнего домезозойского фундамента. Крупные мезозойские депрессии часто приурочены к стыкам более древних структурно-фациальных зон и разделяющим их крутым разломам. Таковы депрессии Чикойская и Ингодинская, приуроченные к Чикой-Ингодинскому структурному шву, разделяющему Зачикойскую и Хилокскую зоны, Ононско-Тыргетуйская цепь депрессий, приуроченная к западному обрамлению Агинского массива, и др.

Простирание депрессий в основном северо-восточное, субширотное, и только в восточной части Центрального Забайкалья под влиянием жесткого массива Агинского поля оно становится северо-северо-восточным, субмеридиональным (Ононская, Урейская и др.). Характерно, что в протяженных депрессиях, прослеживающихся через все Центральное Забайкалье, по приближению к Агинскому массиву наблюдается резкий коленообразный изгиб северо-северо-восточного направления. Таковы Иргенский изгиб Хилокской депрессии, Читинский изгиб Ингодинской и Бырчинский изгиб Алтано-Кыринской депрессий. Почти все депрессии в бортовых частях ограничены крупными разломами. Площадь осадконакопления в мезозое примерно совпадала с контурами этих депрессий, а ограничивающие их разломы в большинстве случаев являлись по своей природе конседиментационными. Это доказывается приуроченностью к бортам впадин и разломам грубообломочных предгорных фаций мезозойских отложений.

Разломы большей частью затрагивают и мезозойские отложения, но местами они отступают от границы впадин, и мезозойские отложения залегают на древнем фундаменте. М. С. Нагибина рассматривает указанные депрессии как грабены и грабен-синклинали и выделяет среди них по характеру соотношений разломов и мезозойских отложений следующие впадины:

1) симметричного строения, обрамленные с юга-востока и северо-запада разломами (Букукунская, частично Алтано-Кыринская, Читинская и др.); 2) асимметричные, обрамленные разрывами с юго-востока (Ононская, Ингодинская, Тарбагатайская, Урейская, Бырчинская, часть Алтано-Кыринской и др.) и с северо-запада (Чикойская). Кроме

того, выделяются депрессии, по бортам которых отсутствуют тектонические разломы (Харюлгатинская и др.).

Внутреннее строение депрессий характеризуется следующими особенностями: мезозойские отложения залегают на неровной, размытой поверхности фундамента и собраны в пологие складки большого радиуса кривизны, осложненные овальными или протяженными мульдообразными структурами. В бортах впадин в связи с обрамляющими разломами отмечаются значительные углы падения: 30–40°. В центральных частях впадин отложения залегают практически горизонтально и отмечаются лишь небольшие углы падения (5–15°) в связи с осложняющими пологими складками второго порядка. Глубина прогибов, как показали геофизические исследования (Любалин, Носаров, 1958), в центральных частях депрессий достигает 1000–2600 м.

Кроме разломов, обрамляющих депрессии, известны многочисленные поперечные разрывы, усложняющие контуры их бортов. По этим разломам происходили значительные перемещения и местами в связи с ними на поверхность выведены блоки фундамента, поперечные к простиранию структур и разделяющие протяжение депрессии на ряд впадин. Так, например, Ингодинско-Унгинская депрессия разбита блоками на отдельные впадины: Унгинскую, Хилкосонскую, Арейскую, Ингодинскую и Читинскую: Хилокская разделена на Малетинскую, Тарбагатайскую, Бадинскую, Могзонскую и Иргенскую (Беклемишевскую) впадины.

В разных структурно-фациальных зонах Центрального Забайкалья, отвечающим более древним этапам его развития, выявляются некоторые особенности в строении и характере мезозойских депрессий. В Хилокской зоне Центрального Забайкалья депрессии (Хилокская, Унгинская и др.) сложены нормально осадочными отложениями среднеюрско-нижнемелового возраста. Местами в бортах депрессий и в отдельных небольших изолированных впадинах развиты эффузивно-осадочные комплексы средней — верхней юры, на которых несогласно залегают нижнемеловые отложения (Ингодинская, Харюлгатинская впадины). В Даурской зоне среди отложений, выполняющих депрессии, известны три разновозрастных комплекса, отделенные друг от друга несогласиями. Наиболее древними здесь являются средне-верхнеюрские отложения букукунской эффузивно-осадочной свиты, которыми сложены отдельные впадины (Букукунская, Кулиндинская) или развиты в бортах последних (Алтано-Кыринская). Синхроничные им эффузивно-туфогенные толщи джаргалантуйской свиты приурочены к бортам многих депрессий (Ононская, Урейская), а также образуют наложенные мульды в пределах глыбовых антиклиналей (верховья рек Былыра, Акши, гольцы Хонин-Чулун, хребет Черского).

На отложениях букукунской и хонин-чулунской свит несогласно залегают эффузивы бырцинской свиты верхней юры, выходы которых также приурочены к бортам депрессий (Ононская, Алтано-Кыринская). Отложения джаргалантуйской и барцинской свит падают довольно круто (20–35°) в сторону депрессий, а в наложенных мульдах синхроничные им эффузивы залегают практически горизонтально. Протяженные полосы развития эффузивных отложений этих свит приурочены к крупным тектоническим нарушениям, окаймляющим глыбовые синклинали и усложняющие глыбовые антиклинали. На эффузивных толщах несогласно залегают нижнемеловые угленосные осадочные отложения, выполняющие депрессионные структуры. Характер их дислокаций отме-

чен выше. Магматические процессы в среднеюрско-нижнемеловое время проявились в основном в образовании эффузивно-туфогенных толщ. Интрузивный магматизм представлен исключительно гипабиссальными и субвулканическими телами разного состава, образующими многочисленные штоки и дайки, пространственно тяготеющие к полям развития эффузивных пород.

Кайнозойские структуры

В кайнозое структурное развитие Забайкалья полностью унаследовано от верхнемезозойского этапа. В тектонических депрессиях известны в ряде мест палеоген-неогеновые отложения, структуры которых сходны со структурами нижнемеловых осадков. В связи с подновлением разломов происходили обильные излияния лав в основном базальтового и андезито-базальтового состава.

Глава VII

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория Читинской области может быть подразделена на несколько крупных геоморфологических районов, отличающихся прежде всего характером и интенсивностью неотектонических движений. Последние накладывают свой отпечаток не только на рельеф, но и на все главные элементы географического ландшафта. Территория области отличается пестрой мозаикой горных и равнинных ландшафтов, значительными контрастами относительных высот, переплетением реликтовых, отмирающих и молодых, активно растущих элементов рельефа, необычайно мощно развитым (для 50—52° с. ш.) мерзлотным комплексом, веерообразно ориентированным речным стоком: на запад — в Байкал и Енисей, на север — в Лену, на восток — в Амур. Главную роль в рельефе этой страны играют средневысотные горы, подчиненное место занимают альпинотипные хребты до 2500—3000 м абс. выс., участки низкогорий и плоскодонные депрессии. Геоморфологическая разнородность описываемой территории до некоторой степени является следствием ее вытянутости по меридиану*, так как основные структурно-орографические линии Забайкалья, имеющие северо-восточное и широтное простирание, пересекают контур области поперек или по диагонали. Все эти, равно как и многие другие геоморфологические особенности (например, морфология речных долин, террасированность высоких водоразделов, соответствие тектонического и денудационного рельефа, следы древнего оледенения и т. д.) давно привлекали к себе внимание исследователей, посвятивших описанию геоморфологии Забайкалья или отдельных его районов специальные очерки, статьи, главы (Обручев, 1929а, 1933; Гладцин, 1938; Думитрашко, 1940, 1948; Флоренсов, 1947 1948б). Особое внимание геоморфологии Восточного Забайкалья уделяли Ю. П. Деньгин (1930); Е. А. Пресняков (1930); Д. С. Соколов (1935); А. А. Арсеньев (1939а); В. И. Фельдман (1958); В. И. Шульдинер и др. Необходимо также указать на специальные геоморфологические исследования, выполненные сотрудниками НИГРИ-Золото и МГРИ в связи с изучением россыпных месторождений на левобережье р. Шилки и в различных районах Шилкинско-Аргунского междуречья (С. Г. Мирчинк, Б. В. Рыжов). Несмотря на то что в районе геоморфологические исследования проводятся уже давно и имеется много очерков по отдельным районам (например, в виде специальных глав в производственных геологических отчетах), геоморфология Читинской области изучена очень слабо и резко отстает от геологической изученности.

* До 1000 км, при ширине по параллели около 800 км.

На территории Читинской области можно выделить следующие геоморфологические районы: 1) Чарско-Каларский высокогорный район, лежащий на самом севере области и составляющий восточную окраину Прибайкальского высокогорного пояса; 2) Даурский или Чикойско-Ингодинский район, включающий Зачикойскую тайгу и бассейн верховьев р. Ингоды (этот район особенно резко обособлен от всех остальных); 3) Центральный район, расположенный к югу от Витимского плоскогорья и служащий как бы его окраиной; 4) Пришилкинский горно-долинный район; 5) Онон-Аргунский низкогорный район. Границы этих районов выражены нечетко, а местами они просто условны. Тем не менее, приведенное районирование соответствует распределению различных типов, знаков и амплитуд неоген-четвертичных тектонических движений, а также распределению обусловленных этими движениями гипсометрических и геодинамических градиентов и других геоморфологических особенностей. Схема расположения геоморфологических районов на фоне некоторых элементов неотектоники Читинской области показана на рис. 53.

На схеме видно, что наиболее обособленное положение занимают высокогорные районы Чарско-Каларский и Даурский, расположенные соответственно на самом севере и на крайнем юге области. Индивидуален также Онон-Аргунский горностепной и котловинно-степной район; по четвертичной истории рельефа он имеет очень мало общего с предыдущими. Пришилкинский и Центральный районы занимают как бы промежуточное положение; при наличии многих общих черт они все же отличаются друг от друга. Что касается элементов неотектоники, то они показаны на схеме в крайне упрощенном виде.

О генезисе и структурном типе рельефа Забайкалья были высказаны разные мнения. Общеизвестна точка зрения В. А. Обручева, считавшего рельеф Селенгинской и Нерчинской Даурии* функцией дизъюнктивной тектоники (Обручев, 1914, 1929а, 1932, 1938). К основной идее этой концепции — признанию ведущей роли разломов и морфогенеза страны — примыкали Н. И. Гладцин (1938), Н. В. Думитрашко (1940), С. И. Другов, Л. С. Берг, М. М. Тетяев, считавший мезозойскую структуру Забайкалья в основном складчатой, склонялся к объяснению главных свойств его рельефа избирательной эрозией (Тетяев, 1938), а П. С. Макеев считает Забайкальский рельеф чисто эрозийным образованием, совершенно не связанным с тектоникой. Развивалась и другая точка зрения, согласно которой складчатая структура Забайкалья, заложенная в верхнем мезозое, хорошо выражена и в современном рельефе в виде очень широких и пологих изгибов, осложненных антиклинальными и синклинальными структурами второго порядка (Флоренсов, 1947, 1948б). По схеме Н. А. Флоренсова в Читинскую область входят: на севере — часть Байкальского сводового поднятия, на северо-востоке — Даурское сводовое поднятие, на юго-востоке — Восточно-Забайкальская депрессия («синклинорий»), на западе и северо-востоке — Витимо-Селенгинская депрессия (сложный прогиб, «синклинорий»).

В последние годы, изучая роль разломов и изгибов домезозойского и докайнозойского фундамента для Прибайкалья, исследователи приходят к выводу о наличии и постоянной связи обоих типов деформаций во всей гористой южной части Восточной Сибири (Флоренсов, 1954а

* Старинные названия Западного и Восточного Забайкалья по двум приграничным крепостям: Селенгинская и Нерчинская.

и др.). Согласно этому представлению, к структурам, имеющим геоморфологическое выражение, в Забайкалье относятся очень пологие кайнозойские изгибы (они выявляются геофизическими методами и геоморфологическим картированием, но непосредственному обзору, как правило, недоступны) и кайнозойские разломы, обычно сбросы (во многих случаях они наблюдаются непосредственно). Следовательно, структурной основой рельефа Забайкалья является складчато-глыбовая тектоника или линейное коробление гетерогенного, расчлененного древними разломами фундамента, вызвавшее новые разломы преимущественно по древним швам. Для геоморфологического районирования рассматриваемой территории представляется принципиально важным не характер (тип) молодых структурных форм в том или ином районе, а интенсивность, размах неотектонических движений и степень их современного проявления в рельефе, в сейсмичности и типе осадконакопления. С учетом изложенных общих положений перейдем к краткой характеристике отдельных геоморфологических районов.

Чарско-Каларский высокогорный район представляет собой восточное звено Прибайкальского неоген-четвертичного высокогорного пояса. В него входят высочайшие в Читинской области хребты Кодар, Удокан, Каларский, восточные окончания хребтов Северо- и Южно-Муйского. Многие из них несут свежие следы горного оледенения, а в хребте Кодар отмечены небольшие современные ледники. Хребты ориентированы на северо-восток, местами отклоняясь к востоку, и их разделяют хорошо выраженные в рельефе межгорные впадины («сухопутные» аналоги впадин байкальского типа по Е. В. Павловскому и Н. А. Флоренсову). В пределы района входят впадины Чарская (Верхнечарская), Каларская, Таксимская, Куандинская, большое число мелких впадин и восточная часть огромной Муйской впадины, которая вместе с Чарской и Токкинской составляет главную ось неоген-четвертичных опусканий, развивавшихся на фоне широкого сводового поднятия того же возраста. Все впадины имеют угловатые удлиненные очертания, плоскодонны, окружены высокими горными цепями, предгорья которых либо выражены слабо, либо вообще отсутствуют. Днища впадин представляют собой аллювиальные (отчасти, возможно, озерно-аллювиальные) равнины; водоразделы и склоны разделяющих их хребтов имеют различную степень расчлененности эрозийными и горноледниковыми процессами. Очень сложными очертаниями вследствие этого, характеризуется хребет Кодар, изборожденный трогами. Хребты, расположенные южнее и имеющие меньшую высоту, расчленены слабее, а на водоразделе хребта Удокан еще сохранились значительные участки вулканического плато.

Приуроченность максимальных высот хребтов к северным краям впадин, весьма характерная для Прибайкалья и подмеченная еще Меглицким, Кропоткиным, Черским и другими исследователями в рассматриваемом геоморфологическом районе местами нарушается (так, у Каларской впадины более крутым и высоким является южный борт). Особой сложностью отличается рельеф на перемычках между отдельными крупными впадинами, вытянутыми по одной линии. Например, между Муйской и Чарской впадинами нагромождены сравнительно низкие, но узкие, длинные, резко очерченные хребты преимущественно северо-восточного простирания, пересеченные рядом поперечных антецедентных долин, разделенных узкими сбросовыми долинами и эмбриональными впадинами байкальского типа, часто с глубокими озерами.

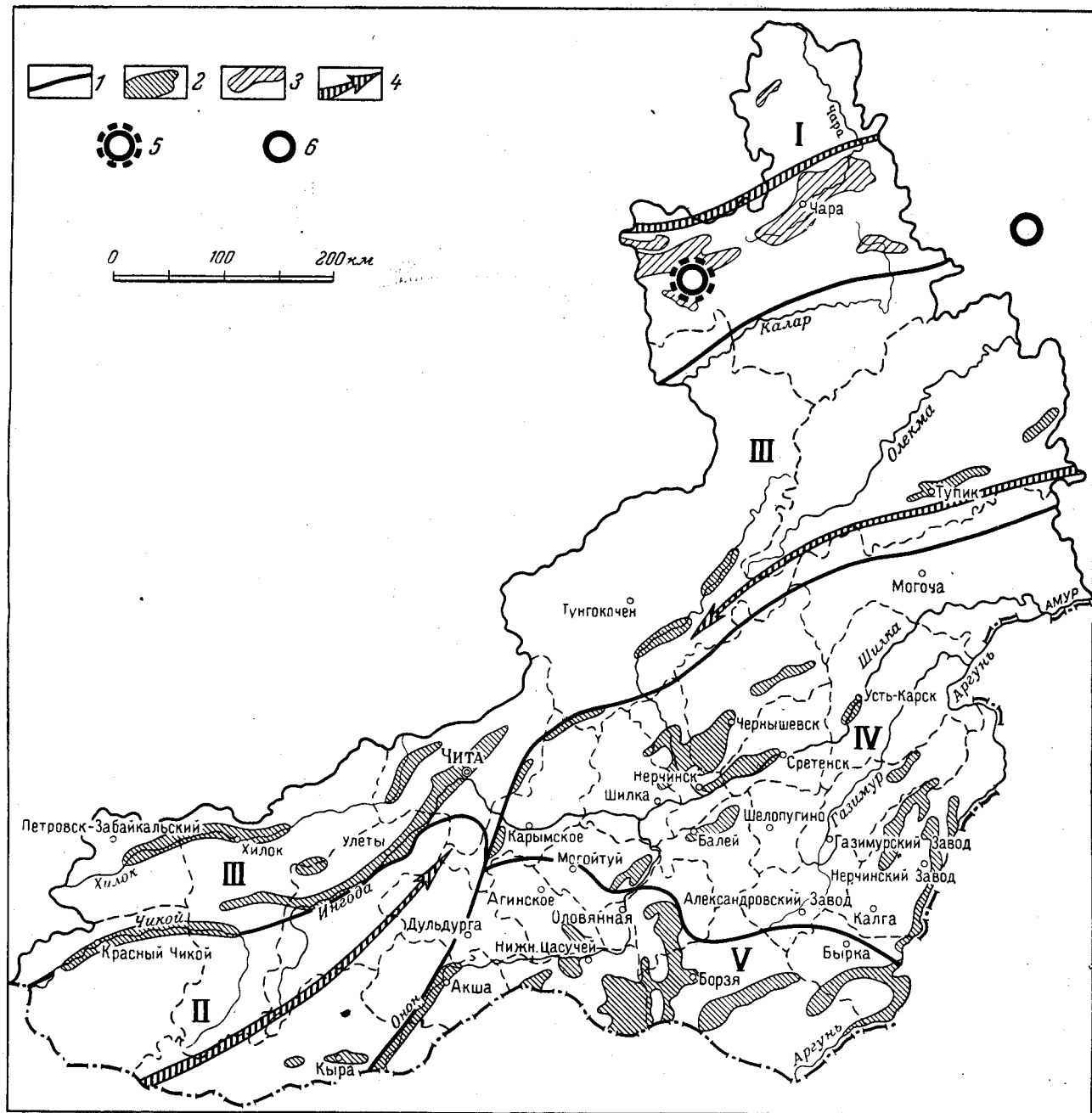


Рис. 53. Схема геоморфологического районирования Читинской области.

Геоморфологические районы: I — Чарско-Каларский; II — Даурский; III — Центральный; IV — Пришилкинский; V — Онон-Аргунский

1 — границы геоморфологических районов; 2 — верхнемезозойские межгорные впадины; 3 — кайнозойские межгорные впадины; 4 — осевых главных кайнозойских поднятий; 5 — эпицентр десятибалльного землетрясения 27 июня 1957 г.; 6 — эпицентр восьмибалльного землетрясения 5 января 1958 г.

В рассматриваемом районе неотектонические формы рельефа выражены ярче, чем где-либо в Читинской области. К этому же району (бассейн р. Намаракита в западной части хребта Удокан) приурочен эпицентр десятибалльного Муйского землетрясения 27 июня 1957 г. (см. рис. 53), вызвавшего образование крупных трещин и массовые горные обвалы. Следы грандиозных четвертичных разрывов, хорошо выраженные в рельефе, отмечены в Каларском хребте и в районе оз. Ничатка. Меридиональные долины рек Витима и Олекмы прорезают все стоящие на их пути широтные хребты и имеют, несомненно, эпигенетический характер. Долинная сеть, связанная с магистралями этих двух рек, напротив, несет черты приспособления к покатостям внутренних сводовых и блоковых поднятий и к местным базисам денудации — горным впадинам.

Рельеф Чарско-Каларского района — молодой, и его развитие, в отличие от рельефа большинства других районов области и Восточной Сибири в целом, существенно отличается от мезозойского.

Даурский или Чикойско-Ингодинский гольцовый район охватывает хребты Даурский, Черского и Могойтуйский, являясь северной частью мощного Хэнтэй-Даурского горного поднятия, через которое почти поперек проходит граница СССР и МНР. По интенсивности неотектонических движений этот район занимает в Читинской области второе место, уступая только Чарско-Каларскому. Основная морфологическая черта этого района — массивность гор, отсутствие крупных межгорных впадин и очень четкая граница с соседними геоморфологическими районами, лежащими к востоку и западу. Границы эти проходят по мезозойским синклиналим депрессиям: Чикойской, Ингодинской, Ононской, Бальзинской, Тьргетуйской (три последние заложены по тектоническому шву, разделяющему Агинский палеозойский массив от сравнительно мобильной в мезозое и кайнозое области Даурского хребта). Отсутствие крупных межгорных впадин внутри поднятия позволяет рассматривать его как широкую сводовую поверхность, слабо потрескавшуюся (выходы базальтов) при кайнозойском воздымании и, несмотря на густую эрозионную сеть, в целом довольно точно передающую форму этой крупной неотектонической структуры.

Многие высокие вершины, разбросанные в центральной части поднятия, имеют характер гольцов, воздымающихся над верхним уровнем горной тайги еще на 300—400 м (гольцы Чикойский, Сохонд, Шеварский, Быркытын-Янг и др.). Характерна уплощенность вершин всех гольцов, что придает им еще большую массивность. Здесь широко развиты процессы альтипланаии: широкие тумпы, многоярусные солифлюкционные террасы. К более древним, отмирающим денудационным формам относятся ледниковые цирки и короткие трюги. Сопоставление этих форм с расположением морен позволило Ю. П. Деньгину предположить, что, например, массив Сохондо испытал незначительное двукратное оледенение в плейстоцене. Несмотря на значительную для Забайкалья высоту гор (до 2500 м), на вершинах и водоразделах во многих местах сохранились остатки верхнеюрских эффузивно-осадочных толщ, а верхнемезозойские лакколиты (Хонин-Чулун, Сохондо и др.) едва вскрыты и образуют наиболее высокие вершины. Приведенные факты свидетельствуют о сравнительно неглубоком денудационном срезе, связанном с новейшим поднятием и, следовательно, о медленности или непродолжительности последнего. Долинная сеть рассматриваемого района имеет ортогональный рисунок, причем в совре-

менную эпоху происходит энергичное углубление как продольных, так и поперечных долин.

Плосковыпуклый, плавный характер Хэнтэй-Даурского поднятия и хорошо сохранившиеся во многих местах платообразные водоразделы позволяют считать, что субнеогеновый «пенеплен»* в этом районе действительно сохранился и что по аналогии с Западным и Восточным Забайкалем здесь могут быть обнаружены остатки древней коры химического выветривания. О том же косвенно свидетельствует наличие в этом районе россыпей золота и касситерита, извлечение которых из материнских пород нельзя объяснить одним лишь механическим процессом. Представляя собой северную оконечность Хэнтэйского сводового поднятия, описываемый район обрамляется прерывистыми, но очень давно и глубоко заложеными разломами. Сейсмическая активность восточного из этих разломов — Ононского — доказана землетрясениями, достигавшими в МНР 8 баллов.

Все эти данные подтверждают, что горный рельеф отражает современную повышенную подвижность земной коры; более того, они показывают, что в близлежащих районах между «энергией», т. е. градиентами горного рельефа, и современной тектонической активностью существует прямая зависимость (например, при сравнении районов Чарско-Каларского и Даурского). Что касается унаследованности современного и четвертичного рельефа Даурского района от тех крупных орографических элементов, которые существовали на его месте в мезозое, то на этот вопрос следует ответить положительно: Ононский и Чикойско-Ингодинский мезозойские прогибы в кайнозое снова сыграли роль рамки для заключенного между ними поднятия, отличавшегося, однако, меньшей дифференцированностью знаков и амплитуд вертикальных движений.

Центральный район может быть выделен лишь с известными оговорками, главным образом потому, что западная граница Читинской области на большом протяжении следует по р. Витиму, затем пересекает под разными углами ряд хребтов и, следовательно, совершенно не связана с какими-либо структурно-орографическими линиями. На схеме структурно-морфологического районирования Забайкалья эта площадь включена в Витимо-Селенгинский район на том основании, что она не отличается ни от Витимского плоскогорья, ни от площадей, тяготеющих к р. Селенге и ее крупным притокам: те же низкие параллельные хребты и гряды, разделяющие межгорные впадины со следами крупных озер, ортогональная долинная сеть, перехваты со стороны ее поперечных элементов и т. д. По отношению к общему географическому контуру Читинской области этот район, действительно, занимает центральное положение. Примерной северной границей его является широтный отрезок долины р. Калара, к северу от которого вздымаются мощные хребты, оживленные необайкальскими** движе-

* Этот термин употребляется для краткости. Под ним понимается тип земной поверхности, формирующийся в условиях длительного тектонического покоя и поэтому лишенный черт настоящей горной страны.

** Термины «байкальская складчатость» или «байкальские движения», введенные Н. С. Шатским, прочно укоренились в литературе. Тем не менее, представляется целесообразным объединить под названием необайкальских (или новобайкальских) движений все тектонические преобразования, происходившие в Восточной Сибири в течение плиоцена и плейстоцена и создавшие такие специфические структурные формы, как впадины байкальского типа. Ясно, что на них не может быть механически перенесен термин «альпиды».

ниями. На юго-западе этот район отделяется от Даурского системой крупных межгорных впадин. Далее граница приблизительно намечается в виде выпуклой к северу линии, проходящей по цепочке небольших впадин, а затем — по южному подножию Олекминского Становика, выходя здесь за пределы Читинской области.

На площади центрального района протягиваются такие хребты, как Малханский, Яблоновый и крупные межгорные впадины — Хилокская, Ингодинская и др. Гольцовые высоты здесь редки, нетипичны. В целом страна представляет мягкое среднегорье, господствующая форма вершин — куполообразная, типичный поперечный профиль речных долин — трапециевидный; линии водоразделов в плане извилисты, рисунок речной сети переходный от ортогонального к инсеквентному, но

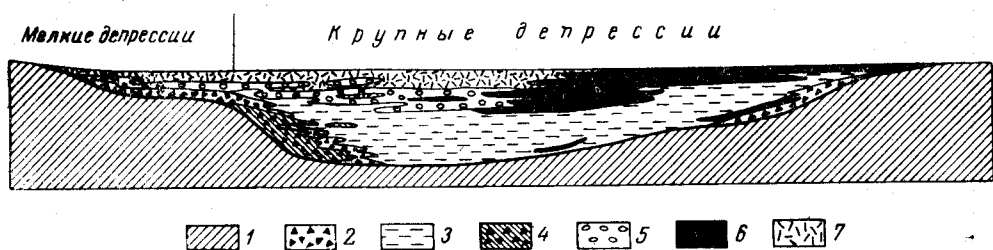


Рис. 54. Схема строения мезозойских депрессий

1 — донжмеловой фундамент; 2 — фации склонов гор и предгорий; 3 — озерные фации; 4 — железорудные фации; 5 — речные фации; 6 — угленосные фации; 7 — вулканические фации

ближе к первому. На юго-западе (к западу от меридиана г. Читы) линейность и взаимная параллельность горных хребтов выражены очень хорошо; к востоку эти элементы постепенно ослабевают, гребни хребтов становятся более извилистыми, и отделение их от водораздельных линий становится трудной задачей. Так, наметить точно продолжение к северо-востоку таких хребтов, как хребты Черского, Цаган-Хуртэй и другие, не так легко. Создается впечатление, что в восточной части Центральный район представляет собой область спокойной региональной денудации, своего рода «эрозивное» плоскогорье, развитое преимущественно на гранитном субстрате.

Межгорные впадины распределены на территории Центрального района неравномерно. Они сосредоточены в его юго-западной и южной частях. Так, крупнейшие впадины — Хилокская, Чикойская, Ингодинская, Беклемишевская, Читинская — протягиваются между хорошо очерченными линейно вытянутыми хребтами. К северу и северо-востоку межгорные депрессии встречаются реже и сокращаются в размерах. Повсюду в них залегают континентальные мезозойские отложения (рис. 54), наличие последних может быть уверенно предсказано на основании геоморфологических предпосылок и в тех депрессиях, где мезозойские отложения непосредственно на поверхность не выходят. От южных и юго-западных границ Центрального района к северу почти исчезают покровы базальтов, а мезозойские лакколиты становятся более редкими.

Для Центрального района характерен ландшафт горной тайги. Узкие полосы степей отмечаются лишь по крупным межгорным впадинам; гольцы в этом районе редки. Открытые пространства на дне долин и на плоских водоразделах заняты болотами. В северной и средней частях района (области почти сплошной многолетней мерзлоты) широко развит

мезо- и микрорельеф: солифлюкционные террасы, оползни, булгуняхи, термокарстовые озера и т. д. В долинах нередко широкие голые галечниковые поймы, образование которых связано с постоянно возникающими в этих местах наледями.

Речная сеть находится в состоянии неравномерного углубления (поперечные отрезки долин углубляются энергичнее продольных), что не может быть объяснено только одной дифференцированностью современных тектонических движений, а должно быть отчасти отнесено на счет сложных местных гидрологических факторов. Из явных тектогенных форм рельефа на площади Центрального района кое-где отмечены невысокие, но свежие сбросовые уступы. Это обстоятельство, будучи сопоставлено с положением близлежащего эпицентра восьмибалльного землетрясения, происшедшего 5 января 1958 г. в Становом хребте (см. рис. 4), может служить подтверждением современной тектонической активности Центрального района.

Пришилкинский район многими чертами напоминает Центральный, от которого он может быть отделен условно, линией, проходящей по южным подножиям гор Кропоткина и Олёмминского Становика. Пришилкинский район представляет собой самостоятельное геоморфологическое образование, возникшее на месте морского субгеосинклинального мезозойского прогиба и занимающее среди других геоморфологических районов Забайкалья определенное положение по своей неотектонической характеристике. Границы района проходят (примерно) через левобережье р. Шилки, бассейн р. Ингоды (до слияния ее с р. Ононом), нижнее течение р. Онона и, наконец, через междуречье Шилки и Аргуни. Эта обширная, геологически и орографически разнородная территория, на первый взгляд кажется объединенной только принадлежностью к бассейну р. Амура, средней высотой гор, отсутствием гольцовых ландшафтов и обычной для Забайкалья асимметрией склонов речных долин, имеющих широтное или близкое к широтному простираение (крутые короткие «солнопеки» и длинные пологие, часто заболоченные «сивера»). Однако при более внимательном рассмотрении в рельефе этого района обнаруживаются и другие, более глубокие общие закономерности. Во-первых, в настоящее время долинная сеть Пришилкинского района испытывает эрозионное углубление, связанное с полной перестройкой речной сети уже в четвертичное время и неравномерным медленным поднятием всей его территории. Во-вторых, южная окраина этого района находится (и находилась ранее, до неогена включительно) под влиянием тех специфических пустынно-континентальных рельефообразующих факторов, которые и поныне характеризуют бессточные пространства Центральной Азии. По мнению Ю. А. Билибина, их влияние распространилось на север до южных подножий Борщовочного хребта, где (в Ундинской депрессии) древний золотоносный аллювий прикрыт песчано-древяной пролювиальной толщей, сформированной в сухих «гобийских» условиях в раннечетвертичное время. Другим подтверждением сухости климата Восточного Забайкалья в отдельные стадии четвертичного периода являются многочисленные эоловые формы (грибообразные скалы, ниши выдувания, каменные кружева), отмеченные здесь многими исследователями.

Горные хребты Пришилкинского района при общем северо-восточном, иногда почти широтном простираении лишены строгой линейности и представляют собой низкие плосковерхие возвышенности. Подобная же расплывчатость очертаний свойственна и горным возвышенностям

восточной части Центрального района. В Пришилкинском районе орографическая аморфность, отсутствие геометрической строгости в оформлении водоразделов и склонов продольных горных возвышенностей связаны, с одной стороны, с тем, что межгорные впадины здесь сами морфологически видоизменяются, с другой — с широким развитием солифлюкционных явлений, ведущих, как известно, к оплыванию, «размазыванию» продуктов выветривания на вершинах и склонах. Большинство депрессий (Ундинская, Даинская, Оловская, Уровская, Урюмканская и др.) имеют сравнительно небольшие размеры и не так вытянуты, как, например, Чикойская или Ингодинская. Некоторые из них почти изометричны (Оловская депрессия).

На Шилкинско-Аргунском междуречье почти везде отмечается совпадение контуров речных долин (реки Урюмкан, Уров, Мотогор и др.) с границами распространения нижнемеловых осадочных и эффузивных пород и кайнозойских базальтов, а также почти постоянная приуроченность тальвегов речных долин к юго-восточным границам полей распространения названных толщ. Сопоставляя эти наблюдения с асимметричностью геологического строения ближайших водоразделов, выражающейся в преимущественном развитии домеловых образований на северо-западных отрогах водораздельных хребтов, Г. И. Князев, С. П. Крузин и А. С. Калинин объясняют все описанные явления закономерным наклоном к юго-востоку поверхностей глыб домелового фундамента. При кайнозойских блоковых перемещениях этот наклон сохранялся, и реки оказались у юго-восточных окраин глыб. Подобные геологические и геоморфологические соотношения между речными долинами, тектоническими впадинами и контурами распространения континентального мезо-кайнозоя наблюдаются почти по всему Забайкалью. Есть основания считать все эти явления результатом миграции к юго-востоку осей межгорных прогибов, происходившей в процессе коробления и дробления домезозойского фундамента.

В рассматриваемом районе, как и в соседних с ним, во многих местах установлены следы древней речной сети в виде продольных сухих ложбин или системы седловин, расположенных по одной линии, обычно по соседству с современными, действующими долинами. Часть древних долинообразных углублений погребена под делювиально-солифлюкционными верхнечетвертичными отложениями и четвертичными базальтами. Интересные соотношения между древней и современной речной сетью выявлены Б. А. Максимовым и Е. Э. Жижневским для бассейна р. Унды. Золотоносные отложения погребенных долин этого района содержат продукты каолинового выветривания, не свойственного климату четвертичного периода и (как и на Витимском плоскогорье), по-видимому, относятся к верхам неогена. На уровне глубокого тальвега эти долины заполнены аллювиальными и отчасти делювиальными отложениями «казаковской аккумуляции», содержащей остатки четвертичной фауны (мамонт, первобытный бык). В современных долинах, сдвинутых относительно древних на сотни метров и более (до 1,5 км), отлагался аллювий «ундинской аккумуляции», содержащий продукты охристого выветривания, свойственного современному климатическому режиму.

Новые материалы по геоморфологии Шилкинско-Аргунского междуречья приведены в работе Б. В. Рыжова, специально изучавшего пространственные и генетические связи оловоносных и других россыпей этого района с элементами рельефа. Уделив много внимания остаткам коры химического выветривания в Восточном Забайкалье, свидетель-

ствующим о минувшей эпохе теплого влажного климата и выровненного рельефа, Б. В. Рыжов пришел к выводу, что формирование в Забайкалье коры каолинового выветривания происходило в палеогене или, самое позднее, в миоцене; при этом страна, однако, не достигла стадии пенеплена и сохранила в некоторой степени основные неровности рельефа нижнемеловой эпохи. В неогене, в ходе сводового поднятия и осложняющих его дифференцированных движений, произошло заложение современной эрозионной сети, которая в нижнем—среднем плейстоцене продолжала врезываться, оформляться в ныне существующем плане и накапливать древний аллювий. Наконец, в верхнем плейстоцене и голоцене на фоне продолжающегося сводового поднятия наступило резкое похолодание, возникла и развилась многолетняя мерзлота, а с ней морозно-солифлюкционные процессы и формы рельефа. Произошло образование верхнего горизонта аллювия. Отмеченная выше аридизация климата Восточного Забайкалья, по данным Б. В. Рыжова, имела место в нижнем или среднем плейстоцене.

Новейшие тектонические движения в рассматриваемом районе происходят, по-видимому, несколько медленнее, чем в Центральном районе. Возможно, что в области водоразделов геоморфологический эффект этих движений (имеются в виду поднятия) компенсируется денудацией, тогда как признаки молодого врезывания рек в свои наносы и местами в коренные породы несомненны. Сказанному соответствует пониженная сейсмичность района (не выше 6 баллов).

Онон-Аргунский район (см. рис. 53) занимает юго-восточную окраину Читинской области и граничит на западе с Даурским, а на севере — с Пришилкинским районом. На юг этот район протягивается через государственную границу, в пределы МНР, а его восточной границей условно считается р. Аргунь. В Онон-Аргунском районе ведущими «морфоструктурами» являются хребты и разделяющие их межгорные котловины. Степные ландшафты здесь господствуют, а горно-степные и котловинно-степные участки сменяют друг друга в соответствии со сложными соотношениями хребтов и депрессий. Хребты здесь в большинстве случаев представляют собой короткие продольные возвышенности с вогнутыми склонами и неясными очертаниями подошвы, отдельные горные массивы-останцы (Адун-Челон, Шерлова гора), группы сопок. Будучи в орографическом отношении несвязанными или слабо связанными друг с другом, такие группы и массивы-одиночки размещены, тем не менее, по определенным тектоническим линиям, протягивающимся с юго-запада на северо-восток. Последние представляют собой «замковые» линии положительных позднемезозойских структур и являются отдельными звеньями распавшихся хребтов. Процесс разрушения хребтов, как показывают существующие ныне материалы, шел сложным путем при участии позднейших поперечных разломов, речных перехватов и избирательной денудации.

Между возвышенностями располагаются обширные плоские полужамкнутые пространства, сложенные меловыми и кайнозойскими рыхлыми образованиями. Контуры этих депрессий сложны, расплывчаты и не имеют той строгой линейной вытянутости, которая хорошо выражена в Центральном геоморфологическом районе. Ряд подобных депрессий лишен стока и имеет озера (например, Торейские, Цаган-Нор, а в пределах МНР — оз. Далай-Нор), иногда горькосоленые. Эрозионные формы рельефа развиты только в узких зонах, тяготеющих к долинам рек Онона и Аргуни, и представлены свежими крутосклонными, местами

скалистыми боковыми оврагами. С бессточными котловинами обычно связаны широкие, сухие ложбины или пади, именуемые в Монголии сайрами.

Е. А. Пресняковым в свое время было высказано предположение о том, что развитие рельефа южной части Восточного Забайкалья еще в четвертичном периоде было тесно связано с впадинами Восточной Монголии — Восточно-Гобийской депрессией и котловиной оз. Далай-Нор, и что современная связь этого района с Амуром через систему рек Онона и Аргуни установилась совсем недавно. Последующие исследования подтвердили это предположение. Н. Л. Кудрявцевой и Ц. Я. Мирской было при этом показано, что еще во время накопления аллювия четвертой (нижнечетвертичной?) террасы рек Онона и Аргуни речной сток был направлен к югу. В эпоху формирования второй и третьей террас речная сеть района была коренным образом перестроена путем речных перехватов и, вероятно, изменений прежних наклонов земной поверхности, связанных с неотектоникой. При этом р. палео-Турга, стекавшая на юг, распалась на две части. Одна из них (севернее ж.-д. ст. Хада-Булака) свернула к р. Онону, перебив северную часть хребта Адун-Челон. Другая часть, сохраняя вначале южное направление стока, была перехвачена верховьями рек, стекавших в р. Онон, и, перебив Адун-Челон с южной стороны, образовала нижнее течение современной р. Борзи. Подобным же образом оказались перебитыми древние водоразделы между депрессиями Северного и Сухого Урулюнгуя, с одной стороны, и Сухого Урулюнгуя и долины р. Аргунь — с другой, т. е. хребты Кличкинский и Аргунский. Сама р. Аргунь, когда-то впадавшая в оз. Далай-Нор, оказалась обращенной вспять, о чем свидетельствует специфика строения разных частей ее долины, морфологические особенности котловины оз. Далай-Нор, характерные изгибы низовьев ее притоков. Таким образом, в рельефе Онон-Аргунского района запечатлены хорошо выраженные следы недавнего сужения бессточной Восточно-Гобийской котловины путем проникновения в нее эрозионной сети р. Амура.

Изучение морфологических следов древних долин и состава древнего аллювия показывает, что до начала перестройки (верхний плейстоцен?) реки описываемого района, стекавшие на юг, в сторону Центрально-Азиатских депрессий, были гораздо многоводнее. Этот вывод вполне согласуется с данными об изменениях климата в конце среднего плейстоцена в Пришилкинском районе.

Несмотря на сложную недавнюю перестройку своей эрозионной сети, Онон-Аргунский район нельзя отнести к тектонически подвижным. Современные тектонические движения, судя по геоморфологическим признакам, проявляются здесь не резко дифференцированно и протекают медленно. По-видимому, с этим связана и пониженная сейсмическая активность района (пять баллов).

* * *

В Забайкалье и Прибайкалье, по-видимому, древняя речная сеть сложилась примерно в одно и то же время — во второй половине неогена. Остатки этой сети частично погребены под покровами базальтов или под аллювием позднейших террас, но местами ясно выражены и в рельефе. В разных местах древние русла лежат то выше, то ниже уровня современной речной сети. Погребение древних долин завершилось

уже в четвертичном периоде, когда климатические зоны сместились к югу, и в южных районах Восточной Сибири стал развиваться гобийский ландшафт. В середине (?) плейстоцена, в связи с некоторым повышением влажности (оледенение в Чарско-Каларском и Даурском районах), вблизи древней долинной сети возникла новая. Причины смещения современных русел, отчасти даже целых долин, по отношению к древней сети следует искать как в перераспределении поверхностных (в том числе вулканических) аккумуляций, так и в медленных и неравномерных наклонах земной поверхности, которые в Забайкалье являются ведущим типом новейших тектонических движений, независимо от характера породивших их деформаций (перекосы отдельных глыб или изгибы поверхности фундамента). В улавливании речных русел в процессе боковой планации большую роль играли и продолжают играть тектонические разломы как молодые, так и древние.

Современный горно-котловинный рельеф Забайкалья выражает главнейшие черты строения древнего, доверхнемезозойского фундамента. Такая «приспособленность» или унаследованность современного рельефа является, с одной стороны, следствием активного роста новейших структур на основе древних тектонических форм, а с другой стороны — следствием длительной их консервации (тектоническое затишье в течение верхнего мела и палеогена) и постоянства континентального режима начиная с верхней юры. Праобразом современного рельефа Забайкалья явился, по общему признанию, рельеф верхнеюрской или нижнемеловой эпохи. Что касается Чарско-Каларского района, который вообще нельзя причислять к Забайкалью, то его рельеф, будучи глубоко перестроен в верхнем кайнозое, почти не сохранил мезозойских черт.

В новейшей истории рельефа Читинской области основное значение имели следующие события:

1. В палеогене или нижнем неогене в обстановке тектонического покоя, теплого и влажного климата происходило дальнейшее медленное сглаживание нижнемелового рельефа и образование коры каолинового выветривания.

2. В плиоцене началось похолодание, и широколиственные леса стали отступать к востоку и юго-востоку. Возникла речная сеть, и начался размыв коры выветривания. Эти явления были вызваны начавшимся дифференцированным поднятием страны, достигшим максимальных амплитуд в области современных северных хребтов.

3. В конце плиоцена — раннем плейстоцене новобайкальскими тектоническими движениями создаются северные хребты и разделяющие их межгорные впадины байкальского типа. Интенсивно формируется горно-долинный рельеф, мезозойские депрессии испытывают новое углубление. Речной сток имеет два главных направления: на юг, в Монголию, и на север, в бассейн р. Лены. По-видимому, к этому же этапу относится образование базальтовых плато рек Витима, Удокана, многочисленных вулканических гор и полей Восточного Забайкалья.

4. Углубление эрозионной сети и накопление древнего аллювия в среднем или верхнем плейстоцене было осложнено горным оледенением, охватившим Чарско-Каларский и отчасти Даурский районы. Вопрос о кратности (стадийности) оледенения пока не решен. Предположительно, по аналогии с соседними районами Восточной Сибири, оледенение распадалось здесь на две или три стадии, разделенные стадиями сокращения ледников. В перигляциальной зоне, куда следует

отнести почти всю остальную территорию Читинской области, развивалась вечная мерзлота, а с нею — мерзлотный геоморфологический комплекс. В эту же эпоху произошла или завершилась перестройка долинной сети на юге Онон-Аргунского района, и «молодой» Амурский ландшафт распространился почти на весь юг Читинской области.

5. Современная геологическая эпоха характеризуется сохранением тех же климатических и геоморфологических контрастов различных районов области, какие были свойственны верхнему и, возможно, среднему плейстоцену. При этом в денудации горной страны главная роль принадлежит в настоящее время, пожалуй, не эрозии, а солифлюкции в различных ее проявлениях. Объективным показателем современной тектонической активности, по-разному выраженной в рельефе различных районов, является сейсмичность области: от 10 баллов на севере до 5—6 баллов на юго-востоке.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Фактические данные, изложенные ранее, позволяют дать следующую наиболее вероятную схему геологического развития территории Читинской области.

Материалы, касающиеся древнейших этапов развития этой площади, имеются лишь для ее северной оконечности, охватывающей часть Олекмо-Витимской горной страны. Несмотря на глубокий метаморфизм, которому подверглись породы архейского возраста, удается выявить, что они представляют собой интенсивно преобразованные и мигматизированные образования, в главной своей массе возникшие за счет изменений первично-осадочных пород. В восточных районах, в пределах Чарской глыбы и в бассейне р. Калара, среди этих древнейших образований были распространены глиноземистые и железистые отложения, в западных районах (в Южно-Муйском хребте) существенную роль играли карбонатные осадки. Выявленные среди архейских пород зоны графитизированных гнейсов и кристаллических сланцев представляют собой, по-видимому, глубоко метаморфизованные осадочные образования, первоначально обогащенные органическим веществом.

На границе архея и нижнего протерозоя проявились очень активные тектонические движения, дислоцировавшие породы архея в крутые и сжатые складки выдержанного северо-восточного, иногда приближающегося к меридиональному, простирания. С этими тектоническими движениями связаны мощные магматические проявления. Они выразились в образовании более ранних основных и ультраосновных пород (имеющих незначительное распространение и интенсивно метаморфизованных в результате последующих процессов) и широко распространенных здесь пород кислой магмы, представленных сейчас гранито-гнейсами. Породы более раннего комплекса слагают мелкие секущие интрузивные тела типа штоков и даек и изредка трубчатых тел или же представлены согласными пластовыми залежами. Наиболее распространены среди них габбро, значительно меньше — породы ультраосновного состава. Интенсивные последующие метаморфические преобразования превратили габброидные породы в различные амфиболиты, а ультраосновные — в тальковые сланцы и серпентиниты.

Более поздние гранито-гнейсы представляют собой согласные интрузивные тела, обычно тесно связанные с мигматитами; условия их залегания и соотношение с вмещающими породами свидетельствуют о син-тектоническом времени их образования и о метасоматическом происхождении большей части разновидностей этого комплекса. Наиболее распространенными среди гранито-гнейсов являются лейкократовые, иногда аляскитоидные породы, однако нередко встречаются и более

меланократовые биотитово-амфиболовые разновидности. В большинстве случаев породы имеют четкие гнейсовые текстуры, однако с ними постепенными переходами связаны слабо гнейсированные, либо почти массивные граниты.

Мощные нижнепротерозойские отложения формировались в пределах полосы, имеющей общее северо-западное простирание. В Кодаро-Удоканской зоне, примыкающей непосредственно к Чарской глыбе, а восточнее (за пределами Читинской области) к юго-западной части Алданского щита, откладывались мощные преимущественно терригенные толщи, которые в результате последующего метаморфизма преобразованы в различные метаморфизованные песчаники, кварциты, алевролиты и сланцы. В составе этих образований присутствуют железистые и медистые разновидности пород. Выявленные здесь медистые песчаники имеют значительный промышленный интерес.

В Витимо-Муйской зоне, отвечающей внутренним частям геосинклинали, формировались также мощные вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования. Здесь распространены метаморфизованные эффузивы спилитово-кератофировой формации, с которыми переслаиваются туфы, туффиты и осадочные породы. Складчатая зона, образовавшаяся на месте нижнепротерозойской геосинклинали, имеет сложную конфигурацию. В результате интенсивных тектонических процессов, проявившихся на границе нижнего и верхнего протерозоя, возникли складчатые структуры, отличающиеся большой сложностью. Для этого этапа характерно образование изоклинальных и опрокинутых складок, группирующихся в складчатые формы более крупных порядков. Нижнепротерозойские складчатые структуры огибают Чарскую глыбу с запада и юга и в связи с этим меняют свое простирание с северо-восточного, через меридиональное, на северо-западное и широтное и затем опять на северо-восточное. С этапом активных тектонических движений, завершающих формирование нижнепротерозойской геосинклинали, связаны мощные магматические процессы; наблюдается поясовое расположение интрузий этого возраста.

Раннеорогенные габбро-анортозитовые интрузии каларского комплекса образуют четко выраженный пояс, располагающийся примерно в середине периферической Кодаро-Удоканской зоны. Этот пояс за пределами Читинской области протягивается вдоль южной окраины Алданского щита до Тихого океана. Синтектонические гранитоиды оронского комплекса имеют преимущественное распространение вблизи внутренней границы Кодаро-Удоканской зоны и далее на восток протягиваются по Становому хребту южнее Алданского щита.

Позиция позднеорогенных гранитоидов каларского комплекса контролируется зонами крупных нарушений, образовавшихся на границе Чарской архейской глыбы и протерозойской складчатого обрамления. В пределах Чарской глыбы в этот же отрезок геологической истории образовались глубокие расколы, по которым внедрялись интрузии нижнепротерозойских габброидов и гранитоидов трещинного характера.

К зоне глубинных разломов, располагающихся на границе Кодаро-Удоканской и Витимо-Муйской структурно-фациальных зон Байкальской нижнепротерозойской геосинклинали системы, приурочены офиолитовые интрузии гипербазитов и габброидов. Архейские глыбы, находящиеся в пределах нижнепротерозойской складчатой зоны с различной степенью интенсивности, подверглись переработке в связи с активными

тектоническими движениями нижнепротерозойского этапа. Архейский комплекс бассейна р. Калара подвергся повторной гранитизации и был дислоцирован так же, как и нижнепротерозойские толщи. Муйская глыба архейского фундамента существенным образом влияла на конфигурацию нижнепротерозойских складчатых структур. В ее пределах выявляются характерные для архея северо-восточные простирания. Однако в некоторых ее частях, и особенно в северо-восточной оконечности, наблюдается другая ориентировка архейских структур, связанная с нижнепротерозойскими движениями.

Чарская глыба в своей основной части не подвергалась переработке в связи с более молодыми движениями. Лишь вдоль ее западной окраины встречаются участки местной повторной гранитизации и площади, в пределах которых выявляется регрессивный метаморфизм. Выявляется определенная последовательность в образовании магматических комплексов нижнепротерозойского возраста. Наиболее древними образованиями являются каларский габбро-анортозитовый комплекс. Более поздним является комплекс оронских гранитоидов, имеющих очень широкое распространение, в которых наблюдается многофазность формирования. Особенности гнейсовидных гранитов и характер их соотношений с вмещающими породами выявляет, что они обязаны своим происхождением процессам гранитизации.

Гранитоидные породы кадарского комплекса имеют четкие интрузивные контакты с вмещающими породами. Они в большей своей части внедрились по разрывным структурам в конце эпохи активных нижнепротерозойских тектонических движений.

Особенности геологической истории Олекмо-Витимской горной страны в верхнем протерозое расшифровываются с большим трудом, так как отложения этого возраста выявлены лишь в крайней западной части этой территории. Здесь накапливались кислые лавы, туфогенные и обломочные породы. Особенности этих пород свидетельствуют о том, что большая их часть формировалась в субаэральных условиях. Они смяты в относительно простые, крупные складки и метаморфизованы сравнительно слабо. В связи с верхнепротерозойскими тектоническими движениями находится внедрение Витимской интрузии гранитоидных пород. Докембрийская история более южных районов, относящихся к Забайкалью, выясняется с большим трудом и лишь в самом схематичном виде. Во многих случаях докембрийские отложения здесь не могут быть надежно отделены от более молодых — нижнепалеозойских. Свиты достоверно докембрийского возраста занимают в Восточном Забайкалье весьма незначительные площади и относятся, по-видимому, к позднему докембрию. Процессы седиментации в докембрии здесь, несомненно, происходили в геосинклинальных условиях. Среди отложений этого возраста преобладали обломочные породы, преимущественно тонкообломочные аркозовые песчаники; карбонатные породы имели подчиненное значение. В ряде районов существенную роль играли эффузивные породы, главным образом основного состава, за счет которых впоследствии образовались амфиболиты.

Тектонические движения, завершившие докембрийский этап и имевшие место, вероятно, на границе докембрия и палеозоя, активно проявились, по-видимому, лишь в юго-восточной и северо-западной частях Забайкалья. Их отражением в некоторых районах центральной полосы Восточного Забайкалья (Газимурозаводский район, верховья р. Урюмка, бассейн р. Даи) являются грубообломочные толщи, согласно под-

стилающие нижнекембрийскую карбонатную свиту. Отличия в характере структур докембрийских и нижнепалеозойских отложений, а также резкий скачок в степени их метаморфизованности позволяют думать, что древнейшие тектонические движения в тех зонах, где они проявились, были активными.

Геологическое развитие Читинской области в нижнем палеозое протекало в разных ее частях резко различно. Территория, относящаяся к самой северной оконечности области, консолидированная в результате активных процессов диастрофизма в докембрии, вступила в платформенный этап развития. Характер нижнепалеозойских отложений Каларской депрессии свидетельствует о том, что здесь проходил передовой прогиб, расположенный юго-западнее древнекаледонской складчатой области. Последняя закончила свое существование, по-видимому, в конце среднего или в верхнем кембрии. В южной части Читинской области (в Забайкалье) нижнепалеозойский геосинклинальный этап охватывает отрезок времени от нижнего кембрия до нижнего силура включительно. На участках наиболее интенсивного прогибания (Агинское палеозойское поле, южная часть Центрального Забайкалья) нижнепалеозойские отложения не отделены сколько-нибудь существенными перерывами от более молодых среднепалеозойских и, следовательно, здесь имелся единый, длительный ниже-среднепалеозойский этап формирования геосинклинальных осадков.

На севере Читинской области, как об этом свидетельствуют отложения, выявленные в окрестностях оз. Ничатка и в Каларской впадине, в нижнекембрийскую эпоху происходило формирование терригенных и карбонатных морских прибрежных и лагунных отложений. Лагунные условия четко выражены в районе Каларской впадины, где широко развиты доломиты и пестроцветные отложения с глиптоморфозами по каменной соли. В крайней северной части области кембрийские отложения лежат почти горизонтально, либо сложены в очень пологие складки. Лишь около взбросов в них наблюдается усложнение складчатых структур.

В районе Каларской депрессии происходили более интенсивные процессы складкообразования. К юго-западу от нее в нижнем палеозое существовали геосинклинальные условия, вероятно, соответствующие этапу остаточных геосинклинальных систем. Западная граница между геосинклинальной и платформенной областями совпадала с зоной глубоких разломов, движения по которым происходили еще в нижнем протерозое и продолжались во время каледонского этапа тектогенеза. Здесь формировались отложения значительно большей мощности, состоящие из конгломератов, песчаников и карбонатных пород. Кембрийские породы указанного района смяты в складки, которые не отличаются большой сложностью и в ряде случаев имеют характер брахи-структур. Для рассматриваемого этапа тектогенеза весьма характерно широкое проявление разрывных нарушений чешуйчато-надвигового типа, в связи с которыми происходило усложнение складчатых структур: вблизи разрывов складчатые формы становились более сложными и мелкими и образовывались даже опрокинутые и изоклинальные складки. Эти движения проявились в конце среднего кембрия или в верхнем кембрии, с конечными этапами которых связано внедрение малых интрузий альбитизированных гранит-порфиров.

Геологическая история южной части Забайкалья в нижнем палеозое имела резко отличный характер. Эта территория представляла собой

в указанный этап часть обширной геосинклинальной области, характеризующейся относительно слабой внутренней расчлененностью. На большей ее площади происходило накопление мощных толщ преимущественно пелитоморфных известняков, глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность этого комплекса около 6—7 км. Изучение обломочного материала, представленного преимущественно кварцем и отличающегося хорошей отсортированностью, свидетельствует об отсутствии близко расположенных источников сноса. Среди глинисто-алевролитово-песчаных толщ встречаются отдельные карбонатные линзы, вероятно, рифового происхождения, содержащие иногда многочисленные синезеленые водоросли. Существенные отличия имеют разрезы нижнепалеозойских свит Агинского палеозойского поля, между речья Унды и Шилки и южных районов Центрального Забайкалья. Здесь среди терригенных отложений в значительных количествах присутствуют основные эффузивы, превращенные в «зеленые» сланцы и сопутствующие им кремнистые сланцы. Мощность нижнепалеозойских отложений этой зоны весьма велика. Указанная зона, представлявшая собой наиболее интенсивно прогибающуюся часть очень крупной нижнепалеозойской мегагеосинклинали, выклинивалась на северо-востоке, в междуречье Унды и Шилки.

Изучение характера терригенных отложений верхней части нижнепалеозойского разреза Восточного Забайкалья выявляет определенную зональность в распределении кластического материала. Его крупность увеличивается в направлении с юго-востока (из Приаргунья) на северо-запад (к Пришилкинской полосе). Это позволяет предположить, что источником материала свит, сложенных терригенными отложениями (ушмунской, алтачинской), были раннекаледонские (байкальские) поднятия, расположенные на севере Читинской области.

В верхней части нижнепалеозойских свит некоторых районов Забайкалья наблюдаются признаки, свидетельствующие об изменении условий осадкообразования. В наиболее высоких горизонтах нерчинско-заводской, существенно карбонатной свиты встречаются пестрые глинистые сланцы и мергели, содержащие прослои органогенных известняков. Эти осадки имеют уже лагунный характер. Соотношения нижнепалеозойских свит со среднепалеозойскими в ряде районов Восточного Забайкалья выявляют наличие интенсивных неокаледонских тектонических движений. В результате этих движений нижнепалеозойские отложения были интенсивно дислоцированы. Нижнепалеозойские складки большей части территории Восточного Забайкалья представляют собой брахиструктуры, хотя и имеют обычно крутые падения крыльев. В пределах Восточного Забайкалья выдерживается северо-восточное простирание структур, однако резкие ундуляции шарниров складок приводят к различным простираниям горизонтов в разных участках. Специфическим в этом отношении является Агинское поле палеозойских пород, в пределах которого наблюдаются различные и в том числе северо-западные простирания пород, отличающихся по возрасту.

С неокаледонскими движениями, имевшими место, по-видимому, в конце силурийского периода, в Забайкалье связано внедрение основных интрузий и крупных масс гранитоидных пород, превращенных в главной своей массе в гранито-гнейсы. Более ранними образованиями этой возрастной серии являются основные породы, с которыми иногда связаны породы ультраосновного и среднего состава; эти

интрузии имеют незначительное развитие и сильно изменены последующими процессами метаморфизма.

Каледонские интрузии широко развиты в Хилокской зоне Центрального и в Пришилкинской и Приаргунской зонах Восточного Забайкалья. В Центральном Забайкалье каледонские интрузивные процессы протекали более сложно. Здесь удается выделить два основных этапа. С более ранним связано образование кислых интрузий, давших впоследствии заганский ортогнейсовый комплекс. Более поздняя интрузивная деятельность протекала в два подэтапа, с более ранним из которых связано образование основных и частично средних интрузий, а с более поздним — внедрение кислых интрузивных масс (малетинский и малханский интрузивные комплексы). В Приаргунской зоне Восточного Забайкалья, кроме того, имели место вулканические процессы, с которыми связано образование резко гипабиссальных интрузивов, а также эффузивов и субвулканических тел. Указанный комплекс в результате последующих тектонических процессов превращен в порфиroidы и частично порфиритоиды. Порфиroidы являются более молодыми по отношению к нижнепалеозойскому комплексу и более древними по сравнению с широко развитыми на этом участке варисийскими гранитоидными интрузиями; соотношение их с каледонскими гранитами и гранито-гнейсами неясно. С каледонскими гранитоидами связаны широкие зоны магматической инъекции. Эти явления приводят к глубокому метаморфизму нижнепалеозойских отложений, превращенных в этих зонах в кристаллические сланцы и гнейсы.

Среди древнейших интрузивных образований, по-видимому, будут со временем выделены также и докембрийские интрузивы. С каледонскими гранитоидными интрузиями связаны мелкие проявления пегматитов, содержащих слюды и некоторую редкометалльную минерализацию; среди них не выявлено объектов, имеющих промышленный характер. Резко отличные условия по сравнению с теми, которые охарактеризованы выше, могут быть реконструированы при анализе среднепалеозойских отложений.

В пределах Восточного и Центрального Забайкалья выявлен ряд зон, отличающихся особенностями среднепалеозойского разреза. Для юго-восточной части Восточного Забайкалья характерно широкое развитие в среднепалеозойских отложениях грубообломочных пород, органических известняков, а также туфогенных пород кислого состава. В породах этого возраста здесь наблюдается ряд крупных несогласий и многочисленные размывы. Мощность среднепалеозойских отложений этой зоны составляет 1—2 км. Формационные особенности развитых здесь свит и их соотношения между собой свидетельствуют о геантиклинальном характере развития юго-восточной части Восточного Забайкалья в среднем палеозое.

К северо-западу от этой зоны находится среднепалеозойская геосинклиналь, для которой характерно широкое развитие более тонкообломочных пород и отсутствие резких и частых несогласий. Наиболее интенсивно прогибающейся частью этой геосинклинали была полоса, относящаяся к Агинскому палеозойскому полю, междуречью Унды и Шилки и южной части Центрального Забайкалья. Здесь выявляются очень мощные (5—6 км и, возможно, более) песчано-сланцевые отложения с горизонтами измененных основных и кремнистых пород. В данной полосе эти отложения в большинстве случаев согласно залегают на аналогичных по своим формационным особенностям нижнепалеозой-

ских толщах. Эта территория системой глубинных разломов отделяется от северо-западной краевой части среднепалеозойской складчатой области Забайкалья.

Северо-западная краевая часть Забайкалья (Хилокская и Пришилькинская зоны) в среднем палеозое отличалась интенсивной вулканической деятельностью. Здесь образовались толщи эффузивов преимущественно среднего, частично кислого и изредка основного состава, формирование которых происходило, вероятно, в наземных условиях; в резко подчиненном количестве находились горизонты обломочных пород, содержащих растительные остатки. Таким образом для среднепалеозойского этапа развития Забайкалья характерно, с одной стороны, наличие условий, типичных для интенсивно прогибающихся геосинклиналей, а с другой стороны — условий, которыми характеризуются площади с геантиклинальным типом развития. Кроме того, здесь выделяется значительная территория, для которой свойствен промежуточный режим тектонического развития. В этих разных зонах в связи с различной интенсивностью тектонических движений образуются разные по характеру среднепалеозойские структуры. Сильно и сложно дислоцированные среднепалеозойские свиты геосинклинальной полосы сменяются в пределах Приаргунья зоной развития относительно простых «открытых» брахискладчатых форм. В Северо-Западной краевой зоне вулканогенно-обломочный комплекс был также деформирован с образованием брахиструктур, падение на крыльях которых не отличается значительной крутизной.

В Переходной зоне (Газимурозаводский район, Кукульбейский хребет) удастся установить тектонические движения, происходящие, вероятно, на конец среднего и верхнего девона, в результате которых здесь оформляются отдельные антиклинальные поднятия. Возможно, в это же время движения такого же типа имели место и в пределах геосинклинальной структуры. Этому отрезку геологической истории в пределах Приаргунской геантиклинали, наоборот, соответствует период трансгрессии и относительного прогибания.

Отложения среднего и верхнего карбона на территории Забайкалья не установлены, в эти эпохи, по-видимому, имели место слабые тектонические движения и, возможно, общее поднятие региона. С активными тектоническими движениями, завершившими среднепалеозойский этап развития Забайкалья, связано внедрение мощных и разнообразных по составу интрузивов. Внедрение интрузивных пород происходило в два основных этапа. С более ранним связана интрузия основных и близких к ним пород, с более поздним — формирование очень крупных масс гранитоидов и разностей с ними ассоциирующих и образовавшихся главным образом в результате процессов ассимиляции и контаминации пород кровли. В северо-западной краевой зоне масштабы проявления среднепалеозойских интрузивных процессов были менее значительными. Для этой территории характерно наличие (кроме описанных интрузий) щелочных гранитоидов. В ряде случаев среднепалеозойские гранитоиды представлены гнейсированными разностями, возникшими главным образом в результате последующих процессов динамометаморфизма.

Формирование этих очень крупных интрузивных тел связано, вероятно, с завершающими этапами среднепалеозойской эпохи тектонических движений, которые, по-видимому, происходили в конце визейского века.

Со среднепалеозойскими интрузиями гранитоидных пород связаны контактово-метасоматические месторождения железа, некоторые из них

имеют промышленный характер (месторождения Железного кряжа), С кислыми интрузиями этой возрастной серии ассоциируют мелкие рудопроявления олова, вольфрама, висмута и других редких металлов, приуроченных к незначительным по масштабам кварцевым жилам. С основными и ультраосновными породами, вероятно, относящимися к среднепалеозойской группе интрузивных образований, связаны титаномагнетитовые месторождения (Кручининское и др.).

Выяснение особенностей пермского этапа развития территории Забайкалья связано с большими трудностями, так как отложения этого возраста встречаются лишь в виде разобщенных полей и не во всех случаях охарактеризованы органическими остатками. Сравнение с окружающими областями позволяет думать, что этот этап охватывает не только пермский период, но и частично заходит в низы триаса. В этот отрезок времени накапливались в основном терригенные осадки, образующие в центральных частях главных синклинальных прогибов толщи многокилометровой мощности (3—5 км). Среди осадков преобладают тонко- и среднезернистые разности; грубообломочные отложения, давшие впоследствии конгломераты, образуют лишь отдельные прослои. В очень незначительных количествах в составе этих отложений присутствуют кислые эффузивы (альбитофиры и др.) и их туфы.

В краевых зонах пермской геосинклинальной системы (Зачикойская зона Центрального, Пришилкинская и Приаргунская зоны Восточного Забайкалья) накапливались более грубообломочные осадки, среди которых существенную роль играли псефиты; в этих отложениях встречаются растительные остатки. В Центральном Забайкалье в них существенную роль играют вулканогенные породы преимущественно кислого состава. Изучение пермской фауны, обнаруженной в Восточном и Центральном Забайкалье, и сравнение ее с фауной других областей показывает, что в пределы Забайкалья со стороны Верхояно-Колымской геосинклинальной области заходил лишь узкий морской залив, не имеющий постоянного сообщения с основным бассейном, который заканчивался в области Северо-Восточной Монголии и с пермским морем Южной Монголии не сообщался.

Условия формирования пермских толщ в этом заливе были таковы, что отложения оказались зафиксированными лишь в протяженном геосинклинальном прогибе, который назван Монголо-Забайкальским. В районах, расположенных северо-восточнее, по-видимому, преобладали поднятия, и хотя мы должны предположить, что существовал пермский пролив, соединяющий Монголо-Забайкальский и северо-восточный бассейны, отложения этого возраста в разрезах здесь не сохранились. Пермские отложения лежат резко несогласно на более древних комплексах, отделяясь от них крупным перерывом. К северо-западу от области развития пермских геосинклинальных осадков, в пределах обширной территории, происходило формирование разнообразных по составу вулканогенных комплексов, относящихся к верхнему палеозою — самым низам мезозоя.

В области развития мощных морских пермских терригенных отложений наблюдается их сильная дислоцированность. Прибрежно-континентальные и континентальные толщи дислоцированы менее интенсивно и нарушены многочисленными разрывами. В пределах Хилокской зоны (Центральное Забайкалье) и к северо-западу от р. Шилки (Восточное Забайкалье) вулканогенные комплексы подверглись глыбовым дислокациям. Время замыкания пермской Монголо-Забайкальской геосинкли-

нальной системы не может быть сейчас определено точно. По-видимому, активные складкообразовательные движения проявились здесь в верхней перми или низах триаса. С тектоническими движениями, которые датируются как верхнепермские и нижнемезозойские, связано внедрение значительных масс гранитоидных пород, большая часть которых, вероятно, еще не обнаружена геологическими исследованиями.

В зоне наиболее интенсивных прогибов гранитоидные интрузии имеют очень крупные размеры (многие тысячами квадратных километров на выходах). В краевой зоне они представлены гранитоидными интрузиями меньших размеров.

В зоне глыбовых дислокаций выявляются малые интрузивные тела разнообразного состава (основные, кислые, субщелочные), относящиеся к группе субвулканических и гипабиссальных интрузий. С кислыми гранитоидными разностями этого возраста связаны оловянно-вольфрамовые месторождения, представленные главным образом кварцевыми жилами. Со штоками кислых гипабиссальных пород, характерных для зоны глыбовых дислокаций, ассоциируют месторождения молибдена. Очень крупный перерыв в процессах седиментации охватывает, по-видимому, большую часть нижнего триаса и средний триас. Вероятно, это был период относительного тектонического покоя.

Характеризуя особенности мезозойского этапа развития Читинской области, необходимо подчеркнуть следующие основные моменты.

Большая часть ее территории приобрела уже платформенный характер и в дальнейшем подвергалась только глыбовым дислокациям. Лишь территория Восточного Забайкалья относилась к сложно расчлененной остаточной геосинклинальной системе, которая частично захватывала южную часть Центрального Забайкалья (Даурскую зону). В северной части области, после значительного перерыва в процессах седиментации, в верхах юрского периода, происходило накопление осадков в глыбовых синклиналях, обрамленных разрывными нарушениями. Мощност образовавшихся здесь обломочных отложений иногда превышала 1000 м; в ряде случаев они угленосны. Изучение этих отложений показывает, что они формировались в интенсивно погружающихся линейно вытянутых депрессиях, ограниченных горными поднятиями; по характеру указанные отложения являются речными образованиями, и лишь некоторая их часть относится к болотным и озерным осадкам. По крупным надвигам, обрамляющим депрессию, на юрские отложения надвинуты докембрийские образования. В связи с этими нарушениями молодые породы интенсивно смяты и местами запрокинуты, а вдали от разрывов они имеют почти горизонтальное залегание. Указанные разрывы явились путями проникновения магмы и поэтому они определили пространственное расположение молодых малых интрузий сиенит-порфиров, диорит-порфиров и щелочных сиенитов, прорывающих юрские отложения.

Территория Центрального Забайкалья после длительного перерыва в процессах седиментации, охватывающего часть нижнетриасовой эпохи, средний, верхний триас и нижнюю юру, стала подвергаться активным радиальным дислокациям. В связи с периодическими движениями по крупным разрывам, имевшими место в период от среднеюрской эпохи до нижнего мела включительно, страна была расчленена на ряд относительно узких глыбовых синклиналей и широких глыбовых антиклиналей. Выявляется три основных этапа активного проявления подобных движений: среднеюрский этап, этап, охватывающий верхи верхне-

юрской и низы нижнемеловой эпох, и нижнемеловой этап. В связи с этим образование и заполнение глыбовых синклиналей происходило в разных участках региона в разное время и имело различную длительность. Глыбовые синклинали были местами накопления обломочных и эффузивно-обломочных континентальных толщ, среди которых широко развиты угленосные отложения. Эти структуры выражаются в современном рельефе как четко выраженные депрессии. Для антиклинальных структур и прибортовых частей глыбовых синклиналей характерно развитие эффузивно-туфогенных комплексов, которые к центральным частям депрессий обычно замещаются обломочными толщами. Явления поверхностного вулканизма характерны для средне- и верхнеюрской эпох, незначительное проявление они имели в нижнем мелу.

В связи с первым этапом вулканической деятельности в пределах глыбовых антиклиналей в северной части Центрального Забайкалья (в Хиложской зоне) накапливались кислые лавы и их туфы и в меньшей степени — вулканогенные породы более основного состава. В депрессиях этой части Центрального Забайкалья отлагались обломочные образования, содержащие бурые угли. Для краевых их частей, так же как и для нижних горизонтов толщ, характерно преобладающее развитие грубообломочных осадков, которые по направлению к центральным частям впадин и вверх по разрезу сменяются более тонкообломочными образованиями.

В южной части Центрального Забайкалья глыбовые антиклинали и прибортовые части депрессий являлись местами, где проявились вулканические процессы, в результате которых накопились кислые лавы и их туфы. В дальнейшем они были размыты и сохранились лишь в виде остатков покровов. В связи с ними встречаются дайки, которые, по-видимому, являются в большинстве случаев подводящими каналами поверхностных излияний. Среди даек встречаются породы и более основного состава (порфириды). В пределах депрессий накапливались сложные эффузивно-обломочные, часто угленосные комплексы. Вулканогенные их образования (по сравнению с теми же отложениями глыбовых антиклиналей) отличаются большей пестротой состава: здесь развиты кислые, средние и основные разности. В распределении фаций терригенных отложений устанавливаются закономерности, отмеченные уже выше и заключающиеся в зависимости крупности осадков от положения их по отношению к контурам отдельных впадин.

Этап вулканической деятельности юрского периода в Центральном Забайкалье завершился незначительными по масштабу интрузивными процессами. Интрузии, более точное время внедрения которых в большинстве случаев определить трудно, представлены резко гипабиссальными и субвулканическими телами. В нижнем мелу в глыбовых синклиналях происходило накопление обломочных, часто угленосных толщ. Иногда в них встречается туфогенный материал. Интенсивные вулканические процессы наблюдаются лишь в северной части региона, где с ними связано образование кератофиров и туфов.

Главнейшие структурные формы Восточного Забайкалья созданы в результате предверхнеюрских тектонических движений. В верхнем триасе, нижней и средней юре эта территория превращается в сложнопостроенную остаточную геосинклинальную систему. Об этом свидетельствует прежде всего тип осадочных формаций, характерных для этой структуры и очень резкие изменения мощностей отложений. Большие площади здесь заняты сероцветными континентальными (иногда при-

(брежно-континентальными) молассовыми отложениями (алгачинская и приаргунская юра). В центральной части основных синклинальных прогибов распространены сероцветные морские терригенные песчано-глинистые отложения, песчаниковые разности которых характеризуются очень плохой отсортированностью обломочного материала. Они перекрываются грубообломочными сероцветными континентальными молассовыми толщами.

Изучение геологических особенностей различных районов мезозойской складчатой области Восточного Забайкалья показывает, что в ее разных структурно-фациальных зонах интенсивность тектонических движений была резко различной. Наиболее интенсивными они были в пределах главных синклинальных прогибов: Центрального, Восточно-Забайкальского и Северо-Западного, где мощность отложений достигает 5—7 км. Здесь же наблюдаются наиболее напряженные складчатые дислокации юрских толщ. В пределах этих же зон выявляются наиболее крупные гранитоидные интрузивы предверхнеюрского возраста, относящиеся к группе фаций средних глубин. Среди них существенную роль играют кислые и ультракислые граниты, но широко развиты и гранодиориты. В краевых зонах Приаргунской и Пришилкинской, а также на участке поперечного перегиба (в области Газимуро-Урюмканских поднятий) тектонические движения были менее интенсивными, что находит свое отражение в формировании осадков значительно меньших мощностей (максимально до 1,5—2,0 км), среди которых широко распространены грубообломочные фации. Складчатые дислокации здесь были более спокойные, но весьма широкое развитие имели разрывные движения. Наиболее крупные и протяженные разрывы образовались в Пришилкинской краевой зоне. Интрузивные процессы в указанных зонах проявились в образовании многочисленных малых, обычно гипабиссальных тел, представленных главным образом мелкими штоками, дайками и дайкообразными интрузиями. Среди них наибольшее развитие имеют гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые и бескварцевые порфиры.

Для значительной территории Восточного Забайкалья были типичны тектонические условия, имеющие переходной характер по сравнению с отмеченными выше крайними типами (Переходная зона). В этой зоне происходило формирование штоков главным образом гранодиоритового состава, обладающих обычно определенными признаками гипабиссальности (интрузии Шахтминского типа). Большая часть территории Агинского палеозойского поля представляла собой жесткий массив в пределах мезозойской складчатой области. Осадки, характерные для рассматриваемого этапа, здесь, по-видимому, не формировались вовсе, а тектонические деформации проявились в виде расколов, затрагивающих главным образом краевые части массива.

С предверхнеюрскими интрузивными процессами связано образование многочисленных эндогенных месторождений. Их закономерная приуроченность к различным структурно-фациальным зонам остаточной Восточно-Забайкальской геосинклинальной системы составляет главные особенности широко известного зонального распределения рудных месторождений этой территории.

С кислыми и ультракислыми интрузиями группы фаций средних глубин, характерных для Центральной и Северо-Западной синклинальных зон, связаны оловянно-вольфрамовые месторождения (кварцево-касситеритовой и кварцево-вольфрамитовой формаций) и другие редко-

металльные образования, а также пегматиты с литиевой, бериллиевой, оловянной и другой минерализацией. С гранодиоритовыми интрузиями Переходной зоны ассоциируют молибденовые и молибденово-полиметаллические и некоторые другие месторождения.

Для Приаргунской краевой зоны и области Газимуро-Урюмканских поднятий характерны сложные полиметаллические, сульфидно-касситеритовые, мышьяково-полиметаллические и мышьяково-золотые месторождения. Сульфидно-касситеритовые и полиметаллические месторождения типичны для Даурской зоны Центрального Забайкалья. Для Пришилжинской краевой зоны свойственны молибденовые, золото-молибденовые, полиметаллические и золото-мышьяковые месторождения. Все месторождения указанных зон, а также Газимуро-Урюмканских поднятий ассоциируют с гипабиссальными интрузиями этих участков, будучи с ними связаны лишь парагенетически. Область Агинского массива затрагивается мезозойским оруденением, вероятно, лишь в незначительной степени; уточнение возраста этого оруденения сталкивается с очень большими трудностями. Сульфидно-касситеритовые образования Шерловогорского узла, по-видимому, относятся к этому этапу металлогенеза. Ртутно-вольфрамовые проявления, обнаруженные здесь, также, вероятно, относятся к мезозойской группе рудных образований.

Важной вехой в истории геологического развития Восточного Забайкалья является рубеж между средней и верхней юрой.

В верхнеюрскую эпоху море полностью отступает с территории Восточного Забайкалья. Формирование верхнеюрских эффузивно-туфогенных и обломочных толщ происходило уже в условиях резко отличных от тех, которые существовали ранее. Об этом свидетельствуют как изменившийся состав отложений, так и их структуры. Если в предыдущий этап развития мезозойской складчатой области (в нижней и средней юре) можно установить единый прогиб (если отвлечься от деталей), в котором выделяются определенные зоны, отличающиеся мощностями и фациями указанного комплекса, то в верхней юре наблюдается уже иная картина. Формирование изменчивых верхнеюрских толщ происходит уже в отдельных прогибах. Относительно интенсивные верхнеюрские тектонические движения локализуются на очень ограниченных участках, в которых продолжается синклинальный характер развития. Только в пределах этих унаследованных синклиналей, занимающих некоторую часть крупных структур, сложенных более древними мезозойскими свитами, формировались эффузивно-обломочные отложения верхнеюрского возраста мощностью до 1,5 км. На обширной площади, в значительной мере уже консолидированной в результате предыдущих движений, развиваются лишь отдельные прогибы типа наложенных мульд, в пределах которых формировались толщи мощностью в 3—5 раз меньше.

Для данного этапа развития Восточного Забайкалья характерно уже интенсивное блоковое расчленение территории. Протяженные разрывные нарушения являлись не только путями проникновения лав и каналами, по которым производились выбросы твердых продуктов извержений, но и зонами, которые контролировали пространственное размещение очень широко развитых субвулканических тел верхнеюрского возраста, имеющих преимущественно порфиритовый состав.

В пределах унаследованных верхнеюрских синклиналей развиты главным образом эффузивы среднего состава; в структурных формах, относящихся к наложенным мульдам, распространены породы более

кислого состава. Преднижнемеловые тектонические движения, деформировавшие верхнеюрские толщи, наиболее активно проявились в унаследованных синклиналях; здесь интенсивность этих движений близка к той, которая характерна в предыдущем этапе для самых краевых частей Восточно-Забайкальской остаточной геосинклинальной системы.

Среди интрузивов, связанных с преднижнемеловыми тектоническими движениями, кроме субвулканических тел, наиболее ранних по времени своего образования, выделяются более поздние штоки и еще более поздние образования, представленные в основном дайками и сериями даек.

Закономерности пространственного размещения верхнеюрских интрузивов в Восточном Забайкалье еще в достаточной мере не познаны. Те материалы, которые получены на исследованной площади, показывают, что верхнеюрские штоки развиты локально. Они встречаются лишь на участках, где интенсивно проявились преднижнемеловые тектонические движения, занимая определенное положение по отношению к унаследованным синклиналям и близким к ним формам. Здесь же наблюдаются многочисленные более поздние дайки. По-видимому, они наиболее широко развиты в краевых зонах мезозойской складчатой области (Пришилкинской и Приаргунской). Штоки этого возраста имеют обычно небольшие размеры, редко превышающие первые десятки квадратных километров. Породы, слагающие их, характеризуются крайней пестротой своего состава. Здесь распространены кварцевые сиенито-диориты, моноклиты, диориты, габброиды. По сравнению с другими мезозойскими интрузивами они обладают повышенной щелочностью и несколько повышенной основностью.

С интрузиями этого возраста парагенетически связаны месторождения, аналогичные тем, которые были характерны для более древнего предверхнеюрского этапа рудообразования, проявившегося в краевых зонах сложной остаточной мезозойской геосинклинальной системы (сложные полиметаллические, золото-молибденовые и другие месторождения).

Таким образом, в указанных краевых зонах наблюдается длительный процесс формирования характерных для них месторождений, состоящий из двух основных этапов. Сложные полиметаллические месторождения, связанные с преднижнемеловым этапом магматической деятельности, встречаются также в Переходной и Центральной синклинальных зонах, накладываясь на площадь развития месторождений иных типов. Это обстоятельство нарушает зональное размещение месторождений, о котором говорилось выше.

Нижнемеловые континентальные терригенные и вулканогенные отложения в Восточном Забайкалье накапливались лишь в отдельных депрессиях, иногда обрамленных с одной или двух сторон тектоническими нарушениями. С осадками этого возраста связаны железорудные фации и угленосные отложения. Железорудные осадочные образования нижнемелового возраста имеют промышленное значение, образуя в окрестностях поселка Нерчинский завод крупное месторождение.

С посленижнемеловыми движениями связано формирование редких субвулканических тел кислого и основного состава. Этот этап является уже платформенным, хотя и несет некоторые специфические черты.

Своеобразную структуру, выполненную в основном нижнемеловыми отложениями, представляет собой узкая полоса вытягивающаяся

вдоль р. Аргуни. Для нее характерно (особенно в ее северо-восточной части) широкое развитие вулканогенных пород преимущественно кислого состава. Депрессия, сложенная нижнемеловыми отложениями, обрамляется системой крупных разрывов сбросового характера и, следовательно, представляет собой структуру типа грабена. С завершающим этапом нижнемеловых тектонических движений связано формирование разнообразных эндогенных месторождений: золоторудных (Балей), ртутных, сурьмяных, флюоритовых. Верхнемеловой эпохе в Восточном Забайкалье соответствовал, по-видимому, перерыв в процессах седиментации.

В палеогеновый и неогеновый периоды в ряде участков этого региона происходило накопление грубообломочных речных отложений и встречающихся очень редко озерных и других континентальных осадков.

Приведенные выше данные позволяют прийти к выводу, что Восточное Забайкалье в мезозое представляло собой остаточную геосинклиналь, закончившую свое существование к началу верхнеюрской эпохи. В верхней юре этот участок характеризовался промежуточными, парагеосинклинальными, по номенклатуре В. В. Белоусова, условиями своего развития, которые в нижнем мелу сменились платформенным режимом.

Необходимо подчеркнуть одну важную особенность структурного развития Восточного Забайкалья. С самых ранних этапов геологической истории этого региона в пределах центральной осевой полосы северо-восточного простиранья оформилась зона устойчивого прогибания. Именно в центральной части Восточного Забайкалья, по-видимому, отсутствовали древнейшие складчатые движения, и нижний палеозой согласно налагает на докембрий. В этой полосе слабо проявились и каледонские движения; здесь же проходили осевая линия среднепалеозойской геосинклинали, а затем пермской и, наконец, именно в этой полосе локализовалась остаточная мезозойская геосинклиналь.

Эта закономерность нарушается лишь образованием здесь Агинского массива, оформившегося, вероятно, в пределах наиболее прогнутого участка среднепалеозойской геосинклинали.

В юго-восточной части Восточного Забайкалья, в Приаргунье, мы наблюдаем обратную картину: здесь имели место древнейшие движения, активно проявились каледонские тектонические процессы, в среднем палеозое этот участок характеризовался геоантиклинальным режимом развития и, наконец, здесь же во время развития мезозойской остаточной геосинклинали была приподнятая краевая зона. Пришилкинская краевая зона во многом аналогична Приаргунской. В ней также проявились активные каледонские движения, она была краевой геоантиклинальной структурой в среднем палеозое, а затем пермской геосинклинальной системы и представляла собой краевую структуру остаточной мезозойской геосинклинали. Лишь в верхнемезозойский этап развития Восточного Забайкалья здесь наблюдается изменение этих соотношений: области накопления концентрируются преимущественно в Пришилкинской и Приаргунской краевых зонах, которые в предыдущий этап представляли собой приподнятые участки по сравнению с Центральной и Северо-Западной синклинальными структурами. Верхнемезозойские отложения широко развиты также по долине р. Унды. Эта полоса в предыдущий этап также являлась северо-запад-

ной краевой приподнятой частью по отношению к Центральной синклинальной зоне.

В неогеновом и четвертичном периодах на всей территории Читинской области широко проявились вулканические процессы, в результате которых образовались покровы базальтов и андезито-базальтов, часто обладающих повышенной щелочностью. Они приурочены в большинстве случаев к депрессиям, выполненным верхнемезозойскими отложениями. Выявляется не менее трех основных этапов этой вулканической деятельности: 1) наиболее древний — неогеново-древнечетвертичный; 2) древнечетвертичный и 3) наиболее молодой, отвечающий стадии образования современных долин.

Наиболее молодые тектонические движения определили основные особенности рельефа Читинской области и формирование разнообразных четвертичных отложений. Более интенсивные движения, характерные для северной части ее территории, обусловили расчлененные контрастные формы, неуравновешенный профиль рек, речные перехваты. Наименее интенсивно они проявились в пределах Восточного Забайкалья, для которого характерен относительно спокойный, главным образом мелкосопочный рельеф.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А. А., Амирасланов А. А. 1938. Геология и структура Хапчегангинского рудного поля. Пробл. сов. геол., № 4.
- Алексейчик С. Н., Стефаненко А. Я. 1947. Пермские отложения Монголии. Сов. геол., сб. 24.
- Аммосов И. П. 1937. Петрографическое исследование углей Букачачинского месторождения Забайкалья. Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 56, вып. 5.
- Анискович А. А. 1927. Разведка вольфрамитов Забайкалья в 1926 г. Мин. сырья, № 9.
- Аносов Н. 1856. Характер золотоносности Нерчинского округа (с примечаниями Версилова). Зап.-Сиб. отд. РГО, СПб.
- Андрьянов К. С., Смирнов А. И. 1940. О фосфатно-сидеритовых породах Тургинского горизонта Забайкалья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 28, № 1.
- Арсентьев А. В. 1922. Перспективы возможной постановки золотодобычных работ в Восточном Забайкалье (на бывших Кабинетских землях). Тр. ЦУРП, вып. 2.
- Арсентьев А. В. 1926. Отчет о Ямаровском минеральном источнике. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ., № 46.
- Арсеньев А. А. 1937. К геоморфологии Олекмо-Витимской горной страны БМОИП, геол. отд. № 5.
- Арсеньев А. А. 1938а. О возрасте витимских базальтов. Докл. АН СССР, т. 19, № 3.
- Арсеньев А. А. 1938б. Месторождения пьезо-кварца в Олекмо-Витимской горной стране. Сов. геол., № 7.
- Арсеньев А. А. 1938в. Новое месторождение горючих сланцев в Забайкалье. Сов. геол., № 12.
- Арсеньев А. А. 1939а. Олекмо-Витимская горная страна (Геоморфологический очерк правобережья р. Витима). Изв. АН СССР, сер. геол. и геогр., № 1.
- Арсеньев А. А. 1939б. К стратиграфии архея долины р. Олекмы (В. Сибирь). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Арсеньев А. А. 1940. Олекмо-Витимская горная страна. Геология правобережья р. Витима. Тр. ИГН АН СССР, вып. 27, геол. сер., № 7.
- Арсеньев А. А. 1946. Проблема изучения щелочных гранитоидов Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Арсеньев А. А. Олекмо-Витимо-Баргузинская горная страна. Тр. Лабор. геол. декабрь, вып. 1.
- Арсеньев А. А. 1954а. Мезозойские континентальные отложения Олекмо-Витимской горной области. БМОИП, отд. геол., т. 29, вып. 6.
- Арсеньев А. А. 1954б. Щелочные породы Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. 15, № 2.
- Арсеньев А. А., Буфф Л. С., Лейтес А. М. 1958. Геологическое строение Читинской области. Изд. АН СССР.
- Арсеньев А. А., Ефремов И. А. 1935. От Алдана до верховьев Чары. Экспедиции АН СССР 1934 г.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. 1947. Геологический очерк Олекмо-Токкинского района (ЯАССР). Тр. Горно-геол. упр. Севморпути, в. 27.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. 1951а. Геолого-петрографический очерк района курорта Дарасун. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 128, сер. геол., № 49.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. 1951б. Краткий очерк вулканизма Удино-Холикского междуречья. Тр. ИГН АН СССР, вып. 128, сер. геол., № 49.

- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. 1953. Магматические породы Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембр., вып. 2.
- Артамонова А. Н. 1958. Околорудные изменения вмещающих пород на Аманан-Макитском молибденовом месторождении. Тр. ЧГУ, вып. 2, Чита.
- Артемьев Б. Н. 1925. Новые данные об Ононском оловянно-рудовом районе. Вестн. Геолкома, № 1, № 3.
- Артемьев Б. Н. 1928. Горно-экономическая характеристика Ононского месторождения и дальнейшие задачи его изучения. Горн. журн., № 11.
- Артемьев Б. Н. 1929. Геологоразведочные работы на Ононском месторождении олова в Забайкалье. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Артемьев Б. Н. 1930. Материалы к познанию оловянных месторождений Восточного Забайкалья. Изв. ГГРУ, т. 49, № 7.
- Артемьев Б. Н. 1932. Гутайское месторождение молибденита. Тр. IV Конф. по цветн. мет., вып. V.
- Артемьев Б. Н., Боровский Е. В. 1927. Деятельность Ононской геологоразведочной партии в 1926 г. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг. Л.
- Архангельский А. Д. 1947—1948. Геологическое строение и геологическая история СССР, М.—Л. изд. 4-е, т. 1; т. II.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. БМОИП, т. II, вып. 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. 1937. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР, М.—Л., Изд. АН СССР.
- Аскасинский В. В., Демин А. А. 1957. Геологическая служба в Забайкалье за 40 лет Советской власти. Тр. ЧГУ, вып. 1.
- Аскасинский В. В. 1957. Недр Читинской области. Чита.
- Ассовский А. Н. 1930. Некоторые данные об оловоносности Борщовочного хребта (В. Забайкалье). Изв. ГГРУ, т. 49, № 7.
- Ассовский А. Н., Ассовская В. А. 1939. Антоновогорское месторождение вольфрамита. В кн. «Месторождения редких малых металлов СССР», Изд. АН СССР, т. I.
- Атласов И. П. 1930. Составление общей геологической карты Верхне-Ононского района. Мат. по геол. пол. ископ. Вост. Сиб., т. 1.
- Атласов И. П. 1935. Геологические исследования в Верхне-Ононском золоторудном районе в 1929 году. Тр. ЦНИГРИ, вып. 42.
- Афанасьев Г. Д. 1949а. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Афанасьев Г. Д. 1949б. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Афанасьев Г. Д. 1950. О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Афанасьев Г. Д. 1952. Некоторые особенности развития магматизма Северокавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Афанасьев Г. Д. 1953а. К проблеме гранита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Афанасьев Г. Д. 1953б. Магматические комплексы и геологическое картирование. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Бавловская Т. Н. 1940. Месторождение вольфрамита «Спокойное». В кн. «Мат. куст. слета стахановцев В.-Сиб. ТУ», Иркутск.
- Багрянц А. Т., Богунцов А. В., Оттен Ф. Ф. и Пашковский В. 1934. Угли Забайкалья. В кн. «Атл. энерг. ресурсов СССР», Вост.-Сиб. край, т. II, вып. 13.
- Бакун Н. Н. 1958. Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников (Читинская область). Изв. высш. учебн. завед. Министерство высшего образования СССР, Геол. и разв., № 11.
- Балавинский Л. Н., Кириков А. П. 1927. Геолого-поисковые работы на радио-элементы в Восточном Забайкалье. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг. Л.
- Баранов В. И., Курбатов И. Д. 1930. О содержании активных элементов в источнике и его отложениях курорта «Дальняя Молоковка» близ Читы. Мат. по геол. пол. ископ. Вост. Сиб., № 3.
- Белов И. В. 1955. Кринаниты Боргойской впадины «Селенгинская Даурия». Докл. АН СССР, т. 105, № 5.
- Белоусов В. В. 1938. О колебательных движениях земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол. вып. 2.
- Белоусов В. В. 1938—1940. Большой Кавказ, ч. I—III. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 121, 126.

- Белоусов В. В. 1940. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. Сов. геол., № 2—3.
- Белоусов В. В. 1944. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 76.
- Белоусов В. В. 1947. Основные вопросы механизма складкообразования. БМОИП, № 3.
- Белоусов В. В. 1948. Общие закономерности геотектонического процесса. Изв. АН СССР, № 5.
- Белоусов В. В. 1951. Проблемы внутреннего строения Земли и ее развития, ч. 1, II. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 1, № 2.
- Белоусов Б. Е. 1954. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат.
- Белоусов В. В., Малявкин А. А., Максимов Б. А., Тетяев М. М. 1932. Геологическая съемка в Верхне-Удинском районе Забайкалья в 1930 г. Тр. ВГРО, вып. 167.
- Березовский 1906. Река Аргунь. Мат. для описания русских рек, вып. 13, текст и атлас, СПб.
- Билибин Ю. А. 1947. Общие принципы металлогенических исследований. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Билибин Ю. А. 1948. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Билибин Ю. А. 1953а. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья. Мат. по эндогенной металлогении Советского Союза. Тр. ВСЕГЕИ, М.
- Билибин Ю. А. 1953б. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Мат. по эндогенной металлогении Советского Союза. Тр. ВСЕГЕИ, М.
- Билибин Ю. А. 1955. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат.
- Бобин Е. С. 1933. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе. Тр. ВГРО, вып. 271.
- Богданов А. А. 1949. Несогласия, их типы и значение их изучения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Богданов А. А., Носаль В. Н., Кутуков. 1936. Геологические исследования в Восточно-Сибирском крае. Отч. Нефт. ин-та за 1935 г.
- Боголюбский И. С. 1869. Краткий обзор золотоносных россыпей Нерчинского округа. Горн. журн., III, № 9.
- Боголюбский И. С. 1872. Историко-статистический очерк производительности Нерчинского горного округа с 1703 по 1871 гг. (с картой), СПб.
- Болдырев А. К. 1929. Россыпи вольфрамовых, оловянных и висмутовых руд на Шерловой горе. Изв. Геолкома, т. 48, № 8.
- Болдырев А. К., Луи Я. А. 1929. Разведка коренных месторождений руд вольфрама, олова, висмута и бериллия на Шерловой горе (в Забайкалье) и дополнительные данные разведки россыпей там же в 1928 и 1929 гг. Горн. журн., № 8—9.
- Бондаренко Л. П. 1956. Геологическое положение и строение Пуринского интрузива (Восточное Забайкалье). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3.
- Борисяк А. А. 1923. Геологический очерк Сибири. Петроград.
- Бородаевская М. Б. 1950. Дайки и малые интрузии золотоносной формации Центрального Алдана. Тр. НИГРИЗолото, вып. 17.
- Буфф Л. С. 1956б. Недостатки геологосъемочных работ управления. ЧГУ, НТГО, Бюлл. № 2.
- Быховер Н. А. 1956. Состояние геологопоисковых работ в восточных районах СССР и дальнейшие задачи в свете решений XX съезда КПСС. В кн. «Мат. совещ. геологов Вост. Сиб. и Дальн. Вост.», Чита.
- Быховер Н. А. 1957а. Опыт геохимических поисков в системе Главвосток-геологии МГиОН. В кн. «Геохим. поиски рудн. месторождений в СССР», М.
- Быховер Н. А. 1957б. Опыт применения геохимических исследований при геологической съемке и поисках месторождений. Бюлл. научно-техн. информ. МГиОН, № 3.
- Быховер Н. А. 1958. Минерально-сырьевая база цветных и редких металлов Восточной Сибири, состояние ее освоения и перспективы расширения. В кн. «Общие вопр. разв. цветн. металлург. Вост. Сиб.», М.
- Вазбуцкий Г. Л. 1932. Хапчерангинское месторождение олова. Тр. IV Конф. по цветн. мет. вып. V.
- Валицкая И. С. 1937а. Титаномагнетит в Восточном Забайкалье. Разв. недр, № 6.
- Валицкая И. С. 1937б. Геология окрестностей Газимурского завода (Восточное Забайкалье). Пробл. Сов. геол., № 12.

- Валицкая И. С. 1938. Стратиграфия пород окрестностей Газимурского завода. Сов. геол., № 11.
- Валицкая И. С. 1940. Некоторые данные о тектонике Восточного Забайкалья. В кн. «Недра Восточной Сибири», Иркутск.
- Варданыянц Л. А. 1925. К минералогии и петрографии Харанорского Забайкальской обл. месторождения вольфрамита и шеллита. Изв. Донск. Политехн. ин-та, т. IX.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника) ГНТИ нефт. и горно-топливн. лит-ры. Л.
- Вассоевич Н. Б. 1951. Условия образования флиша. Тр. ВНИГРИ.
- Верещагин В. Н. 1937. Геологические исследования в районе среднего течения реки Хилка. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. XXIV.
- Вознесенский В. А. 1911. Геологические исследования бассейнов среднего течения Нерчи и Куэнги и верховьев р. Олекмы. Золотоносные обл. Сибири, Амурско-Приморск. р-н, вып. 11.
- Вознесенский В. А. 1912. Геологические исследования 1911 г. в Нерчинском уезде Забайкальской обл., Золотоносные обл. Сибири, Амурско-Приморск. район, вып. 14.
- Вознесенский В. А. 1914. Витимо-Нерчинский и Нерчинско-Олекминский водораздельный хребт. Предв. отчет за 1913 г. Изв. Геолкома.
- Войновский-Кригер К. Г. 1927а. Геологическая съемка в Забайкалье. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг. Л.
- Войновский-Кригер К. Г. 1927б. Находки среднего палеозоя и морского мезозоя в бассейне р. Газимура в Восточном Забайкалье. Вестн. Геолкома, т. II, № 2.
- Войновский-Кригер К. Г. 1928. Обнаружение в Забайкалье морского триаса. Вестн. Геолкома, т. III, № 7.
- Войновский-Кригер К. Г. 1929. Геологические исследования в Читинском округе. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Войновский-Кригер К. Г. 1931. Геологические исследования в бассейнах рек Талман—Борзи и Урулюнгуя в Восточном Забайкалье. Тр. ГГРУ, вып. 37.
- Войновский-Кригер К. Г., Лисовский А. Л., 1927. Геологическое строение в районе села Усть-Кара, Вестн. Геолкома, IV, № 6.
- Волин А. В. 1930. Существуют ли послепюрьские граниты в Селенгинской Даурии? Изв. ГГРУ, т. 49, № 9.
- Волин А. В. 1932. К вопросу о послепюрьских гранитах юго-западного Забайкалья и Нерчинской Даурии. Зап. Росс. Минер. об-ва, XI, № 2.
- Вологдин А. Г. 1956. Взаимоотношение кембрийских и синийских отложений в пределах Сибирской платформы и ее окраин. Тр. междувед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири. Изд. АН СССР.
- Вологдин А. Г. 1959. Терсииды кембрийских отложений Читинской области. Докл. АН СССР, т. 124, № 5.
- Воробьев Н. М. 1937а. Угли Черновского месторождения (Восточная Сибирь). Сб. мат. к характ. углей Донбасса и Вост. Сибири (НИИ ж.-д. трансп., вып. II).
- Воробьев Н. М. 1937б. Угли Букачачинского месторождения (Восточная Сибирь). Сб. мат. к характ. углей Донбасса и Восточной Сибири (НИИ ж.-д. трансп., вып. II).
- Вялов О. С. 1933. О тихоокеанской эпохе складчатости. Пробл. сов. геол., № 8.
- Вялов О. С. 1937. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии. Тр. XVII сессии межд. геол. конгр.
- Гапеева М. М. 1946. К вопросу о характере сочленения платформы и нагорья в Олекминско-Витимской горной стране. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Гамзулов Я. И. 1932. Обследование вод Восточного Забайкалья. Вестн. ВГРО, № 1—2.
- Гедройц А. Э. 1897. Геологические исследования в Забайкальской обл. по линии ж. д. между Сретенском и Покровской. Предв. отчет геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 6.
- Гедройц А. Э. 1898. Геологические исследования в Нерчинском округе в 1896 г. Предв. отчет геол. исслед. Сиб. ж.-д., вып. 10.
- Гедройц А. Э. 1899а. Геологические исследования в юго-восточной части Забайкальской области в 1897 г. Предв. отчет геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 18.
- Гедройц А. Э. 1899б. Краткий отчет о геологических исследованиях в Нерчинском округе летом и осенью 1898 г. Геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 19.
- Гедройц А. Э. 1909. Геологические исследования в Восточном Забайкалье (Литература и описание обнажений). Геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 27.

- Геккер Р. Ф. 1955. Горные письма с реки Шилки. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2, М.
- Герасимов А. П. 1897. Геологические исследования в Заяблонье. Предв. отчет. геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 6.
- Герасимов А. П. 1898. Геологические исследования в Восточном Забайкалье в 1897 г. Предв. отчет. геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 10.
- Герасимов А. П. 1899. Геологические исследования в Заяблонье в 1897 г. Геол. исслед. и разв. раб. по лин. Сиб. ж. д., вып. 18.
- Герасимов А. П. 1909. Определение коллекции горных пород из Нерчинско-заводского округа Забайкальской области. Изв. Геолкома.
- Герасимов А. П. 1910. Геологические исследования в Центральном Забайкалье. Геол. исслед. и развед. раб. по лин. Сиб. ж. д., вып. 23.
- Герасимов М. П. 1882. Краткий очерк Нерчинского серебро-свинцового производства, его современное состояние и будущность. Горн. журн., IV, № 10—11.
- Герасимов М. П. 1896. Очерк Нерчинского горного округа. Изд. Кабинета СПб.
- Герман Б. Ф. 1797—1801. Сочинения о сибирских рудниках и заводах. 3 тома, СПб.
- Гассе Г. 1828. Геогностические наблюдения, произведенные во время путешествия из Иркутска через Нерчинск и Кяхту (перев. Соколова). Горн. журн., 1, кн. 3.
- Гладцин И. Н. 1938. Геоморфологический очерк Забайкалья. Тр. ин-та геогр. АН СССР, вып. 29.
- Гладцин И. В., Дзенс-Литовский А. Н. 1936. Мерзлотные «салзы» и гидралаколиты района Дорониного содового озера. Изв. ГГО, т. 68.
- Глазковский В. А. 1927. Новое месторождение олова близ с. Завитая, Забайкальской области. Поверхн. и недра, т. V, № 2.
- Гогунцов А. В. 1917—1918. Сведения об Ушмунском вольфрамовом месторождении. Изв. Геолкома, т. 36, № 8—10.
- Гогунцов А. В. 1919. Исследование месторождений вольфрама и висмута на Шерловой горе. Изв. Геолкома, т. 37, (№ 1, 1918), II.
- Гольцман А. М., Ваксберг Н. М. 1928. Курорт Олентуй и его источник. Иркутск. мед. журн., IV, № 11.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. 1956. О закономерностях размещения полиметаллических и редкометалльных зон и поясов. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 2—3.
- Горностаев Н. Н. 1936. Геология и генезис кварцево-турмалиновых золоторудных месторождений Северо-Восточного Забайкалья. Сб. треста «Золоторазведка», вып. 2.
- Горшенин К. П. 1940. Природные условия и почвы Восточной Сибири. Иркутск.
- Григорьев Ив. Ф. 1940. О характерных признаках оловоносных гранитов района Ононского, Ималкинского и Зун-Ундурского оловоносных месторождений Восточного Забайкалья и сравнение их с оловоносными гранитами других районов СССР. Тр. МГРИ, т. XX.
- Григорьев Ив. Ф. 1947. Ононское оловянное месторождение. Тр. МГРИ, т. XXII.
- Григорьев Ив. Ф., Долманова Е. И. 1955. Мезозойские гранитоиды Забайкалья и связь с ними редкометалльного оруденения. Вопр. геол. Азии, т. II.
- Григорьев Ив. Ф., Долманова Е. И. 1956а. О возрасте и структурном положении гранитных интрузий и связанных с ними оловянно-вольфрамовых месторождений в Центральном Забайкалье. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3.
- Григорьев Ив. Ф., Долманова Е. И. 1956б. Об оловорудных месторождениях переходных типов между месторождениями касситеритокварцевой и касситерито-сульфидной формаций. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3.
- Гриценко А. П. 1929. Река Олекма как водный путь к Амурской железной дороге. Изв. Якутск. отд. РГО, т. III, Якутск.
- Громов Л. В. 1934. Проявление молибденоносности в окрестностях прииска Шахтама Восточно-Сибирского края. Разв. недр, № 9.
- Гуляева А. В. 1934. Урулюнгуйское месторождение плавикового шпата. Мин. сырье, № 5, 1934.
- Гуляева А. В. 1937а. Минералого-петрографическая характеристика месторождений Забайкалья. Тр. ВИМС, вып. 119 (Плавиковый шпат в СССР).
- Гуляева А. В. 1937б. Генезис плавикошпатовых месторождений Забайкалья. Тр. ВИМС, вып. 119 (Плавиковый шпат в СССР).
- Данилович В. Н. 1945. К статье Дзевановского Ю. К. и Кисляковой М. В. «Об Алгачинской юре Восточного Забайкалья». Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

- Деев Ю. П. 1940. Восточная Сибирь. Угли местного значения. Сб. статей под ред. Пригоровского.
- Дембо Т. М. 1944. Молодые гипабиссальные граниты низовьев р. Унды в Восточном Забайкалье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Демин А. А. 1912. Геологические исследования по рекам Чине, Уссою, Большому и Малому Амалату, Ципе и Витиму в 1910 г. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири, Ленск. золотоносн. р.-н, вып. 8.
- Деньгин Ю. П. 1927. Геологическая съемка в бассейне среднего течения р. Чикой. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг. Л.
- Деньгин Ю. П. 1929а. Геологические исследования в бассейне верхнего течения реки Онон-Борзи. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг., Л.
- Деньгин Ю. П. 1929б. Геологические исследования в бассейне среднего течения р. Чикой. Мат. по общ. и прикладн. геол. № 131, Л.
- Деньгин Ю. П. 1929в. Воскресенское золоторудное месторождение в Западном Забайкалье. Изв. Геолкома, т. XI—VIII, № 4, Л.
- Деньгин Ю. П. 1930. Следы древнего оледенения в Яблоновом хребте и проблема гольцовых террас. Изв. ГГО, т. 62, вып. 2.
- Деньгин Ю. П. 1931а. Некоторые минеральные источники южной части Центрального Забайкалья. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сиб., № 4.
- Деньгин Ю. П. 1931б. Геологические исследования в Восточном Забайкалье в 1927 г. Тр. ГГРУ, вып. 37.
- Деньгин Ю. П. 1932а. Верхне-Ингодинский массив основных пород и маршруты в верховьях р. Ингоды. Тр. ВГРО, вып. 190.
- Деньгин Ю. П. 1932б. Минеральные источники Центрального Забайкалья (верховья рек Чикой, Онон, Ингода). Тр. ВГРО, вып. 184.
- Деньгин Ю. П. 1932в. Признаки оловянной и молибденовой рудоносности в Центральном Забайкалье. Изв. ВГРО, т. II, вып. 52, М.—Л.
- Деньгин Ю. П. 1935. Прибайкалье и Забайкалье. В сб. «Природн. газы СССР».
- Деньгин Ю. П. 1956. Геология западной части варисского подвижного пояса юго-восточного Забайкалья. Сб. н. техн. информации. Изд. Техн. упр. МГИОН СССР.
- Деуля Т. Т., Флоренсов Н. А., Криволапов С. К. 1950. Материалы к геологии бассейна верхнего течения р. Ингоды. Тр. ИГУ, сер. геол., т. 3, в. 3.
- Дзевановский Ю. К. 1946а. Геологическое строение Южной Якутии в свете новых данных. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 7.
- Дзевановский Ю. К. 1946б. Геологическое строение и полезные ископаемые средней части бассейна р. Витима. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Дзевановский Ю. К. 1958а. Геология западной окраины Станового хребта. Булл. ВСЕГЕИ, № 1.
- Дзевановский Ю. К. 1958б. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. В кн. «Тр. междуведомств. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г.». Изд-во АН СССР, М.—Л.
- Дзевановский Ю. К., Кислякова М. В. 1944. Алгачинская юра Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Докторович-Гребницкий С. А. 1915. Флюорит в Дулдуртинском и Новотроицком месторождениях. Изв. Геолкома, 34, № 9.
- Докторович-Гребницкий С. А. 1916. Отчет об исследовании месторождений плавикового шпата в Забайкальской области. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 3.
- Докторович-Гребницкий С. А. 1917а. Плавиковый шпат. Ест. произв. силы России. Изд. КЕПС Ак. Наук, IV, вып. 24.
- Докторович-Гребницкий С. А. 1917б. Месторождения молибдена близ дер. Гутай в Забайкальской области. Изв. Геолкома, 37.
- Докторович-Гребницкий С. А. 1918. Краткий отчет о наблюдениях по р. Чикою в районе дер. Гутай и в верховьях реки. Изв. Геолкома, № 1.
- Докторович-Гребницкий С. А. 1919. Предварительный отчет о работах 1917 г. Отчет о сост. и деят. Геолкома в 1917 г.
- Докторович-Гребницкий С. А. 1926. Вольфрамтовые месторождения Кукульбея. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 38.
- Домарев В. С., Богданов Ю. В. 1959. О зональности оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения. «Геол. рудн. месторождений», № 1.
- Домбровская Н. С., Юшкевич Ф. Ф. 1927. Материалы по химическому составу Дарасунских минеральных вод. Тр. ДВГУ, нов. сер. VII, № 4 (4а), Владивосток.
- Домбровская Н. С. 1929. Химические исследования питьевых вод в районе Уровской болезни в Восточном Забайкалье. Тр. II Всес. гидрол. съезда, ч. II, Л.

- Донской Н. С. 1928. Чикойское месторождение молибденового блеска. «Минеральное сырье», № 11—12.
- Донской Н. С. 1929. Находка морского палеозоя в юго-западном Забайкалье. Геол. вестн., т. VI, № 4—6, Л.
- Дрейер. 1837. Геогностическое описание долины Тайнинской. Горн. журн., II, № 5.
- Дубровский И. 1843. Геогностическое обозрение долин Унгурчинской, Газимурской, Урюмканской и Будюмканской, 1841. Горн. журн., II.
- Думитрашко Н. В. 1940. Молодость и древность рельефа Забайкалья и Прибайкалья. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 36.
- Думитрашко Н. В. 1948. Основные вопросы геоморфологии и палеогестрафии Байкальской горной области. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, XII. Мат. по геоморф. и палеогр. СССР, 1.
- Думитрашко Н. С., Каманин Л. Г. 1940. Палеогеография средней Сибири и Прибайкалья. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, XXXVI.
- Егорова Е. Н. 1931. К находке щелочных пород в верховьях реки Хани. Изв. Геолкома, вып. 100.
- Егорова Е. Н. 1932. Андезито-базальты района Торейского и Борзинского озер (Восточное Забайкалье). Изв. ВГРО, т. 51, вып. 83.
- Елеманов А. Е., Котляров И. Г. 1951. Пути создания тонкорунного овцеводства Забайкалья. Чита.
- Елпачев Н. И. 1938. Системы разработки в Черновских коях. Горн. журн., № 2.
- Ефремов И. А. 1935. Геологический очерк Олекмо-Тындинского района. Мат. по геол. Северо-Байкальского нагорья и Олекминского Становика. АН СССР, СОПС, сер. Вост.-Сиб., вып. 2.
- Жемчужников Ю. А. 1928. Об изученности Букачачинского каменноугольного месторождения в Забайкалье и о плане разведочных работ в нем. Вестн. Геолкома, т. III, № 2.
- Жемчужников Ю. А. 1941. Материалы к генезису Черновского и Букачачинского месторождений углей. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 134.
- Заварицкий В. А. 1937. Материалы к петрографии гранитов Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Зверев В. Н. 1915. Геологические исследования в Восточном Забайкалье. Предв. отчет за 1914 г. Изв. Геолкома, № 4.
- Зверев В. Н. 1918. Месторождения серебро-свинцовых и цинковых руд Нерчинского округа. Ест. произв. силы России, IV, вып. 8. Изд. КЕПС Ак. Наук.
- Зверев В. Н. 1919. Краткий отчет о наблюдениях в бассейне среднего течения р. Унды и в хр. Боршовочном. Изв. Геолкома, (1918), т. 37, № I, II.
- Зверев В. Н. 1920. Заметка о Черновском бурогольном месторождении в Забайкальской области. Изв. Геолкома (1918), т. 37, № 5—6.
- Звягинцев О. Е., Волкова В. А., Писаржевская Э. Л. 1937. Химическое исследование золота Балейского рудника. «Сов. золот.», № 10.
- Земель В. К. 1936. О типах золоторудных месторождений кварцево-турмалиновой полосы Восточного Забайкалья. «Сов. золот.», № 9.
- Земель В. К. 1937. Химический состав руды Ключевского месторождения. Тр. ГНИЗолото, т. 4.
- Злобин М. 1823. Взгляд на Даурию и в особенности на Нерчинские горные заводы в 1820 г. Сиб. Вестн. Гр. Спасского, ч. I и II, СПб.
- Золотухин Г. Н. 1958. Петрографическая характеристика углей некоторых месторождений Восточного Забайкалья. Тр. ЧГУ, вып. 2, Чита.
- Иванов Б. А. 1940а. Взаимоотношения процессов накопления осадков и складчатости на примере Арбагарского месторождения бурого угля (Восточное Забайкалье). В кн. «Недра Сибири», Иркутск.
- Иванов Б. А. 1940б. Новые данные о геологическом строении Восточного Забайкалья. «Сов. геол.», № 10.
- Иванов Б. А. 1940в. О возрасте угленосных отложений Забайкалья. «Сов. геол.», № 11.
- Иванов Б. А. 1947. Краткий очерк истории геологического развития Западного Забайкалья. Очерки по геол. пол. ископ. Вост. Сиб., Иркутск.
- Иванов Б. А. 1949а. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Тр. ВСГУ, вып. 32, Иркутск.
- Иванов Б. А. 1949б. Схема геологического районирования Восточной Сибири. ВСГУ, Иркутск.
- Иванов Д. Л. 1902. Заметка об угленосных образованиях Забайкалья. Изв. В.-Сиб. отд. РГО, 33, № 2.

Иваньев Л. Н. и Флоренсов Н. А. 1958 г. Находки остатков гиппарциона в долине р. Чикоя. Матер. по геол. Вост. Сибири. Тр. Вост.-Сиб. Фил. АН СССР, в. 8, сер. геол.

Ионин Н. В. 1932. Шерловогорское месторождение олова. Тр. IV Конф. по кв. мет., вып. V.

Ионин Н. В. 1933. К дискуссии по Шерловой горе. «Разведка недр», № 13.

Каденский А. А. 1947. К геоморфологии и геологии Туркисто-Баргузинского водораздела. Уч. зап. Лен. Гос. Пед. ин-та, т. 54.

Казанский П. А. 1911. Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейнах левых притоков верхнего Амура от Амазара до Невера. Золотоносные обл. Сибири, Амурско-Приморск. р-н, вып. 11.

Каленов А. Д. 1947а. Новые данные о гранитоидах северо-восточной Монголии. Докл. АН СССР, т. 58, № 5.

Каленов А. Д. 1947б. О продолжении рудных поясов Восточного Забайкалья на территорию Монгольской Народной Республики. Докл. АН СССР, т. 58, № 2.

Каленов А. Д. 1948. О некоторых особенностях дифференциации мезозойских интрузий северо-восточной части Центральной Азии. Докл. АН СССР, т. 63, № 2.

Канищев А. Д. 1958. О верхнепалеозойской фауне р. Чикой, ЧГУ, НТГО, Бюлл. № 4.

Карамышев А. И. 1821. Забайкальские геогностические замечания (извлечены частью из записок А. И. Карамышева). Сиб. Вестн. гр. Спасского, ч. XVI.

Карпов Н. Ф., Ковищев В. И. 1958. Геологические предпосылки к прогнозу угленосности Забайкалья. В кн. «Геол. строение и полезн. ископ. Вост. Сибири». М.

Касаткин Н. И. 1930. Геолого-разведочные работы на месторождении Железного кража в Нерчинском районе. Кратк. отчет о раб. ин-тов ГГРУ за 1927—1928 и 1928—1929 гг.

Касаткин Н. И., Смирнов С. С. 1930. Железорудные месторождения Железного кража в Восточном Забайкалье. Горн. журн., № 6—7.

Катушенков И. И., Нагибина М. С. 1945. Геологическое строение района верхнего течения реки Урюмкана (В. Забайкалье). Очерки по геол. Сибири, вып. 13.

Келлер Б. М. 1948. О значении мощностей при тектонических посторениях. Изд. АН СССР, сер. геол., № 6.

Кипарисова Л. Д. 1932. К стратиграфии морского триаса в Восточном Забайкалье. Тр. ГГРУ, вып. 111.

Кичигина О. М. 1931. Геологический очерк третичных отложений в районе Борзинского озера. Изв. ВГРО, т. 50, вып. 100.

Кичигина О. М. 1933. Пермские и меловые отложения Белектуйского района. Тр. ВГРО, 337.

Кичигина О. М. 1935. К стратиграфии морских мезозойских отложений в бассейне р. Борзи. Тр. ВГРО, вып. 368.

Кичигина О. М. 1936. К вопросу о корреляции мезозойских пресноводных отложений Забайкалья с отложениями Morrison formation Северной Америки. Пробл. сов. геол., № 12.

Клевенский П. М. 1935. Геологическая съемка местности между г. Срегенском и Букачачинским угольным месторождением. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 10.

Князев Г. И. 1957а. Приаргунский полиметаллический пояс. Тр. ЧГУ, вып. 1, Чита.

Князев Г. И. 1957б. Поисково-оценочные признаки выходов полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. ЧГУ, НТГО, Бюлл. № 3.

Князев Г. И. 1958. О находке нижнесилурийской фауны в Восточном Забайкалье. ЧГУ, НТГО, Бюлл. № 4.

Князев Г. И., Крузин С. П. 1958. О находке нижнекембрийских археоцелат в Приаргунье. Тр. ЧГУ, вып. 2, Чита.

Ковригин. 1839. Об усовершенствовании обогащения руд на Нерчинских заводах. Горн. журн., III, № 9.

Козеренко В. Н. 1954а. К истории изучения геологического строения В. Забайкалья. В кн. «Вопр. геол. Азии», т. 1, М.

Козеренко В. Н. 1954б. К геологии и петрографии юго-западной оконечности сложного Кутумарского плутона (Восточное Забайкалье). Уч. зап. Львовск. ун-та, т. XXXI, сер. геол., вып. 7.

Козеренко В. Н. 1955. О геологической истории Забайкальской складчатой области в перми. Уч. зап. Львовск. ун-та, т. XXXV, сер. геол., вып. 8.

Козеренко В. Н. 1956а. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд. Львовск. ун-та.

- Козеренко В. Н. 1956б. О некоторых основных вопросах геологического строения Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.
- Козеренко В. Н. 1957а. О приаргунской фации юрских отложений Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 117, № 4.
- Козеренко В. Н. 1957б. О важнейших среднепалеозойских структурных элементах Забайкальской складчатой области. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 4.
- Козеренко В. Н. 1958. Основные черты геологического строения Восточного Забайкалья. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6.
- Козеренко В. Н., Белоусова О. Н. 1954. К вопросу о возрастном расчленении интрузивных комплексов в юго-восточной части Восточного Забайкалья. Уч. зап. Львовск. ун-та, т. XXXI, сер. геол., вып. 7.
- Козеренко В. Н., Лазыко Е. М. 1947а. Основные геологические черты полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья и пути их дальнейшего изучения. Тр. Моск. ин-та цветн. мет. и золота, вып. 16.
- Козеренко В. Н., Лазыко Е. М. 1947б. К вопросу о наличии альпийских интрузий в Приаргунье (Восточное Забайкалье). Докл. АН СССР, нов. сер., т. 58, № 9.
- Козеренко В. Н., Лазыко Е. М. 1949а. К характеристике киммерийских интрузий юго-восточной части Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 65, № 3.
- Козеренко В. Н., Лазыко Е. М. 1949б. О возрасте древних свит Приаргунья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Козеренко В. Н., Лазыко Е. М. 1955. О некоторых вопросах геологии Приаргунья. Уч. зап. Львовск. ун-та, сер. геол., т. XXXV, вып. 8.
- Козеренко В. Н., Лазыко Е. М., Митич Г. Б. 1949. О возрасте древних свит Приаргунья (Восточное Забайкалье). Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Козеренко В. Н., Локерман А. А. 1958. О нижнесилурийских отложениях Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 123, № 6.
- Козеренко В. Н., Мушников А. Ф. 1953. К стратиграфии и тектонике юрских отложений Восточного Забайкалья. Уч. зап. Львовск. ун-та, т. XXIII, сер. геол., вып. 6.
- Козеренко В. Н., Мушников А. Ф. 1958. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Восточного Забайкалья. Уч. зап. Львовск. ун-та, т. XVIII, сер. геол., вып. 9.
- Колесников Ч. М., Конивец В. Н. 1958. Геологические предпосылки к прогнозу угленосности Читинской области. Чита.
- Конивец В. И. 1958а. Угленосные отложения Верхнекаларской депрессии. Тр. Лабор. геол. угля (АН СССР), вып. 8.
- Конивец В. И. 1958б. К тектонике угленосных отложений Алдано-Олекминского междуречья. Тр. Лабор. геол. угля (АН СССР), вып. 8.
- Корвацкий В. 1907. Ильди́канское месторождение киновари в Нерчинском округе. Горн. журн., II, № 6.
- Коржинский Д. С. 1935. Пересечение хребта Станового по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41.
- Коржинский Д. С. 1939. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. I.
- Кормилицын В. С. 1955. Некоторые закономерности формирования полиметаллических месторождений. Сов. геол., № 43.
- Кормилицын В. С., Мануйлова М. М. 1957. Ритмично-полосчатые кварцевые порфиры горы Бугдая (юго-восточное Забайкалье). Зап. Всес. мин. об-ва, ч. LXXXVI, № 3.
- Королюк И. К. 1953. О новой находке трилобитов в кембрии Иркутского амфитеатра. Докл. АН СССР, т. XXXIX, № 5.
- Косыгин Ю. А. 1952. Основы тектоники нефтеносных областей. Гостоптехиздат. М.
- Котельников Л. Г. 1935. Маршрутные геологические исследования Средне-Витимской горной страны. Мат. по геол. Северо-Байкальского нагорья и Олекминского Становика. АН СССР, СОПС, сер. Вост.-Сиб., вып. 2.
- Котляр В. Н. 1934. О направлении геологоразведочных работ на Дарасунском полиметаллическом месторождении. Разв. недр., № 8.
- Красинец С. С., Сосницкий О. В. 1956. Предварительные данные по стратиграфии палеозойского песчанико-сланцевого комплекса в районе с. Усть-Борзя и ст. Хадабулак. ЧГУ, НТГО, бюлл. № 2.
- Красинец С. С., Тимофеев Б. В. 1958. О находках спор в ононской свите в окрестностях ст. Оловянной. ЧГУ, НТГО, бюлл. № 4.
- Краснов В. П., Старченко В. В., Таратута Л. А. 1957. Изученность основных вопросов геологического строения. Тр. ЧГУ, вып. 1.

- Красный Л. И. 1959. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1.
- Крашенинников И. 1913. К характеристике ландшафтов Восточного Забайкалья (фито-орографический очерк). Земледелие, кн. 1—2, М.
- Крейтер В. М. 1927а. Результаты работ Нерчинской горно-разведочной партии летом 1926 г. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг.
- Крейтер В. М. 1927б. Опробование Кадаинского рудника. Вестн. Геолкома, т. II, № 2.
- Крейтер В. М. 1928а. Разведка свинцово-цинковых месторождений в Нерчинском округе в 1927 г. Вестн. Геолкома, III, № 2.
- Крейтер В. М. 1928б. Разведка свинцово-цинковых месторождений Нерчинского округа и общие экономические условия рудных районов. Горн. журн., № 2.
- Крейтер В. М. 1928в. Восстановление Кадаинского рудника в Нерчинском горном округе. Горн. журн., № 10.
- Крейтер В. М. 1928г. К вопросу о возможности эксплуатации Нерчинских руд. Поверхн. и недра, т. VI, № 3—5.
- Крейтер В. М. 1929. О работах Нерчинской геологоразведочной партии. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Крейтер В. М. 1931а. Цветные металлы Восточного Забайкалья в прошлом и настоящем. Разв. недр., № 11.
- Крейтер В. М. 1931б. Разведка Кадаинского рудника в Нерчинском округе. Тр. ГГРУ, вып. 84.
- Крейтер В. М. 1932. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Тр. IV Конф. по цветн. мет., вып. III.
- Кремнев А. И. 1955. Читинская область, Чита.
- Криштофович А. Н. 1918. Растительные остатки из озерных юрских отложений Забайкалья. Зап. Минералог. об-ва, ч. 51, № 1.
- Криштофович А. Н. 1932. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Л.
- Кропоткин П. А. 1873. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции. Зап. РГО по общ. геогр., т. III.
- Кропоткин П. А. 1875. Общий очерк орографии Восточной Сибири. Зап. РГО по общ. геогр., т. V.
- Кропоткин П. Н. 1954. Краткий очерк тектоники и палеографии южной части Советского Дальнего Востока. В кн. «Вопр. геол. Азии», т. I.
- Крымгольц Г. Я. 1938. Морская юрская фауна Восточного Забайкалья. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. 67, вып. 2.
- Кряжев Г. С. 1940. Новое представление о морфологии рудных тел Ононского месторождения олова. Тр. МГРИ.
- Кузнецов В. П. 1957а. К стратиграфии докембрия Читинской и западной части Амурской областей. ЧГУ, НТГО, бюлл. № 3.
- Кузнецов В. П. 1957б. К стратиграфии докембрия Читинской и западной части Амурской областей. Тр. ЧГУ, вып. 1.
- Кузнецов С. Д. 1910. К минералогии Забайкалья: I. Месторождения воробьевита и лепидолита; II. Месторождения висмута. Изв. Акад. Наук, VI серия, т. IV, № 9.
- Кузнецов С. Д. 1911. К минералогии Забайкалья: III. Поуэлит; IV. Углекислый висмут. Изв. Акад. Наук, VI серия, т. V, № 12.
- Кузнецов С. Д. 1912а. К минералогии Забайкалья: V. Торинанит; VI. Монацит. Изв. Акад. Наук, VI, № 4.
- Кузнецов С. Д. 1912б. Природа части Забайкалья, ее геологическое строение и горный промысел по личным наблюдениям. Изв. об-ва горн. инж., № 1.
- Кузьмин А. М. 1937. Основные черты геологической части Шилка-Нерчинского района (Восточное Забайкалье). Вестн. Зап.-Сиб. геолразв. треста, № 4.
- Кузьмин А. М. 1939. Материалы к стратиграфии и тектонике Восточного Забайкалья. Тез. докл. к XVII сессии МГК (1937) и тр. XVII сессии МГК, II.
- Кулагашев А. И. 1957. Геологическое строение Воздвиженского месторождения. Тр. ЧГУ, вып. 1.
- Кулибин А. А. 1827. Список ископаемых, находящихся в Нерчинском заводском управлении, составленный А. А. Кулибиным в 1826 г. Указатель открытий, изданный Н. Щегловым, V, № 3 и № 4.
- Кулибин А. А. 1829. Геогностическое описание долины Ишагинской. Горн. журн., IV, № 11, СПб.
- Куликов В. М. 1959. Стратиграфическая схема пермских отложений Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 125, № 5.
- Куликов М. В., Тулоханов М. И. 1958. Пермские отложения Чиронского поля (Восточное Забайкалье). Докл. АН СССР, т. 123, № 6.

- Кумпан А. С. 1937а. К геологии Букачачинского каменноугольного месторождения. Зап. Ленингр. Горн. ин-та, т. XI, вып. 1.
- Кумпан А. С. 1937б. Химическое и петрографическое изучение углей Букачачинского каменноугольного месторождения в Восточном Забайкалье. Химия тв. топл., т. VIII, вып. 10.
- Курорт Дарасун. 1932. Сб. статей. Иркутск.
- Лавровиц Н. С. 1934а. Месторождения плавикового шпата в Восточном Забайкалье. «Минеральное сырье», № 1, 3.
- Лавровиц Н. С. 1934б. Новое месторождение плавикового шпата близ ст. Седловой Забайкальской ж. д. «Минеральное сырье», № 4.
- Лавровиц Н. С. 1935. Ольгинское месторождение плавикового шпата. «Минеральное сырье», № 6.
- Лавровиц Н. С. 1936. Месторождения плавикового шпата в Восточном Забайкалье. «Минеральное сырье», № 2.
- Лавровиц Н. С. 1937. Описание месторождений Восточного Забайкалья (Плавиковый шпат в СССР). Тр. ВИМС, вып. 119.
- Лавровиц Н. С., Тарасова И. Т. 1934. Месторождения плавикового шпата в Восточном Забайкалье. «Минеральное сырье», № 3.
- Лазыко Е. М. 1948. Геологическое строение зап. части Алданской плиты. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Лаксман Э. 1788. Описание Нерчинских заводов, рудников и их округа (1780). Новые ежемесячные сочинения, ч. XXVI и XXVII, СПб.
- Ларина В. А. 1940. Угли Букачачинского месторождения. Тр. Вост.-Сиб. Геол. упр., Иркутск, вып. 4.
- Лебедев А. П. 1935. Петрографический очерк Олекмо-Тындинского района. Мат. по геол. Северо-Байкальского нагорья и Олекминского Становика. АН СССР, СОПС, сер. Вост.-Сиб. вып. 2.
- Лебедев В. Г. 1946. Новые данные о нижнекембрийских отложениях района оз. Ничатка. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Левицкий О. Д. 1939. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. В кн. «Месторожд. ред. и мал. мет. СССР» Изд. АН.
- Левицкий О. Д., Якжин А. А. 1947. Месторождения редких металлов Восточной Сибири. В кн. «Конф. по изуч. произв. сил Иркутск. обл.». Тезисы докладов, М.—Л.
- Лейтес А. М. 1958. О меденосности удоканской серии Средне-Витимской горной страны. ЧГУ, НТГО, бюлл. № 4.
- Ли Сы-гуан. 1952. Геология Китая. Изд-во ИЛ, М.
- Лисовский А. Л. 1927. Геологическая съемка планшетов IX-35 и IX-36 Восточного Забайкалья. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг., Л.
- Лисовский А. Л. 1929. Геологическая съемка районов верхнего течения реки Унды, сел Акатуй и Бохто и села Верх-Ундинского. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг., Л.
- Лисовский А. Л. 1930. Геологическая съемка в Акшинском районе Читинского округа. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, № 1.
- Лисовский А. Л. 1931. Геологические исследования в районе села Акатуй и Кутомара. Тр. ГГРУ, вып. 37.
- Лисовский А. Л. 1934. Геолого-петрографический очерк окрестностей поселка Акатуй (Восточное Забайкалье). Зап. мин. об-ва, ч. 63, № 2.
- Локерман А. А. 1958а. Об открытии пермских отложений в Приаргунье. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6.
- Локерман А. А. 1958б. О взаимоотношении рудных скарнов и дайки гранодиорит-порфира на Октябрьском мышьяковистом месторождении. Тр. ЧГУ, вып. 2.
- Локерман А. А. 1958в. Новые данные о нерчинскозаводской и благодатской свитах Приаргунья. Тр. ЧГУ, вып. 2.
- Локерман А. А., Мушников А. Ф. 1958. О Приаргунском полиметаллическом поясе (ответ на статью Г. И. Князева «Приаргунский полиметаллический пояс», опубликованную в Тр. ЧГУ, вып. 1). ЧГУ, вып. 2. Чита.
- Лопарев Н. Т., Толстихин Н. И. 1939. Гидролаколлиты Хада-Булаха. Изв. ГГО, т. 71, вып. 9.
- Лопатин И. А. 1864. О месторождениях каменного угля на берегах р. Аргуни. Зап.-Сиб. отд. РГО, VII, отд. II.
- Лопатин И. А. 1867. Краткий отчет о действиях Витимской экспедиции в 1865 г. Зап.-Сиб. отд. РГО, кн. 9/10, отд. II.
- Лопатин И. А. 1895. Дневник Витимской экспедиции, обработанный Полоновым. Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., 28, № 1.

- Лучицкий И. В. 1938а. Об ультраосновных породах Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, нов. серия, XIX, № 3.
- Лучицкий И. В. 1938б. Геология окрестностей плавиковошпатового месторождения Солонечного. Тр. ВИМС, вып. 133.
- Лучицкий И. В. 1940. О структурах Центрального Забайкалья. Сов. геол., № 1.
- Лучицкий И. В. 1941. Материалы по стратиграфии и тектонике Центрального Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Лучицкий И. В. 1947. Габбровая интрузия Малханского хребта. Вестн. МГУ, № 5.
- Лучицкий И. В. 1949. О возрасте и структурном положении мезозойских гранитных интрузий верховий Амура и Станового хребта. Докл. АН СССР, т. XV, № 2.
- Лучицкий И. В. 1950а. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. Петрография СССР, серия 1. Региональная петрография, вып. 12, Изд. АН СССР.
- Лучицкий И. В. 1950б. О книге Б. А. Иванова «Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья». Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Лучицкий И. В. 1954а. Геологическое строение низовий и среднего течения р. Онон. Очерки по геол. Сибири, вып. 17. Изд. АН СССР.
- Лучицкий И. В. 1954б. Некоторые общие черты мезозойского вулканизма на юго-востоке Сибири. Сб. «Вопр. геол. Азии», т. 1.
- Лучицкий И. В., Крестовников В. Н. 1950. О стратиграфии палеозойских отложений верхнего Амура. Докл. АН СССР, XXV, № 2.
- Лучицкий И. В., Нагибина М. С. 1938. О молодых эффузивах Восточного Забайкалья. БМОИП, отд. геол., т. 16. (1).
- Лучицкий И. В., Нагибина М. С. 1947. Гранитная интрузия Малханского хребта. Вестн. МГУ, № 4.
- Лучицкий И. В., Нагибина М. С., Зиновкин А. Д. 1939. Интрузии Восточного Забайкалья. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. XVII (2—3).
- Львов А. В. 1924. Из геологического прошлого средней части долины р. Иркутка в пределах от Тункинской котловины до Зыркузунского хребта. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, 42, 63.
- Лыщинский В. М. Доронинское содовое озеро, В кн. «Вся Сибирь со включ. Уральск. обл. «Справ. и адресн. книга на 1925—1926 гг.».
- Мазарович А. Н. 1938. Курс исторической геологии. ГОНТИ.
- Майрановский А. 1935. Новое рудное месторождение М. Пильный. «Сов. золот.» № 2.
- Макеров Я. А. 1911. Геологические исследования в бассейнах рр. Амазара, Белого и Черного Урюмов и в верховьях р. Тунгира. Золотоносные обл. Сибири: Амурско-Приморск. район, вып. 11.
- Макеров Я. А. 1919. Исследования территории между средними течениями рек Тунгира и Нюкжи. Изв. Геолкома, т. 37, № 1, (1918), II.
- Макеров Я. А. 1922. Балягинское месторождение магнитного железняка. Экон. журн. ДВ, № 2.
- Макеров Я. А. 1923а. Изучение золотых месторождений Забайкальской области. Отчет об исслед., произв. Геолкомом в 1918 г. в Сибири и на Урале. Томск, 1919 и Изв. Геолкома, 1918, т. 38, № 1.
- Макеров Я. А. 1922, 1923. Отчет о геологических исследованиях в Забайкальской области летом 1921 г. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 25.
- Макеров Я. А. 1924. Золоторудные месторождения Забайкалья. Экон. журн. ДВ, Чита, вып. 5—7, 1922, вып. 2 (6).
- Макеров Я. А. 1925. Краткий отчет о летних работах 1924 г. в Забайкалье. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 37.
- Макеров Я. А. 1926а. Дарасунские минеральные источники (Гидрогеологические исследования 1924 г.). Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 44.
- Макеров Я. А. 1926б. Отчет о Букачачинском месторождении каменного угля. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 46.
- Макеров Я. А. 1926в. Геологические исследования в районе Дарасунских минеральных источников. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 46.
- Макеров Я. А. 1927а. Разведочные работы на Дарасунском минеральном источнике. Изв. Геолкома, т. 44, № 2, (1925), Л.
- Макеров Я. А. 1927б. Гидрогеологическое исследование Дарасунских минеральных источников и осмотр Букачачинского месторождения угля. Изв. Геолкома, (1926), т. 45, № 4, Л.
- Макеров Я. А. 1927в. Гидрогеологические исследования и разведки минеральных источников Дарасуна в Забайкальской области. Отчет Геолкома за 1925/1926 гг. Л.

- Макиеров Я. А. 1927г. Разведочные работы на золотых рудниках Дальбанка в системе Хонгороков, системы реки Онона. Отчет Геолкома, за 1925—1926 г. Л.
- Макиеров Я. А. 1927д. Геологические исследования в Амурском и Читинском округах Дальневосточного края. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 50.
- Макиеров Я. А. 1927е. Золоторудные месторождения Забайкалья. Произв. силы. ДВ, вып. 2.
- Макиеров Я. А. 1928а. Отчет о поездке на курорт Олентуй в Восточном Забайкалье для организаций поисков пресной воды. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 53.
- Макиеров Я. А. 1928б. Поиски пресной воды на курорте Олентуй. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 53.
- Макиеров Я. А. 1929. Результаты геологического контроля при каптаже минеральных источников курорта Дарасун. Научн. нов. ДВ. Владивосток. № 4—5.
- Максимов Б. А. 1935а. К геологии Верхнеингодинского оловоносного района. Пробл. сов. геол., № 6.
- Максимов Б. А. 1935б. Геологический очерк района гольца Сохондо. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, Иркутск, ч. IX.
- Максимов Б. А. 1937. О залегании нижнего мела в Забайкалье. Пробл. сов. геол., № 3.
- Малевский - Малевич Ю. Б. 1931. Нерчинский свинцово-цинковый комбинат. Цветн. мет. № 2.
- Малышев С. К. 1925а. К истории и описанию Воскресенского рудника на Чикое. Горн. журн., № 9.
- Малышев С. К. 1925б. Месторождение золота в системе р. Чикоя. Горн. журн., № 12.
- Малышев С. К. 1926. Кручининская группа золотых приисков. Мин. сырье, № 9.
- Малышев С. К. 1927. Содовые озера Забайкалья. Мин. сырье, № 2.
- Маринов Н. А. 1939. Минеральный источник Оршанды в юго-восточном Забайкалье. Разв. недр, № 9.
- Маринов Н. А. 1954. Новые данные о находке триасовых отложений в Восточном Забайкалье. Докл. АН СССР, т. 98, № 6.
- Маринов Н. А. 1957. Стратиграфия МНР. Изд. АН СССР, М.
- Маринов Н. А., Хасин Р. А. 1947. Новые данные о пермских отложениях восточной части МНР. Докл. АН СССР, нов. сер., т. VIII, № 2.
- Мартинсон Г. Г. 1949. Новые мезозойские пресноводные гастроподы из Восточного Забайкалья. Ежег. Всеросс. палеонтол. об-ва, т. 13.
- Мартинсон Г. Г. 1950. Третичные пресноводные моллюски Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. XXIV, № 3.
- Мартинсон Г. Г. 1955а. О стратиграфии мезозойских континентальных отложений Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 105, № 2.
- Мартинсон Г. Г. 1955б. О разновозрастности континентальных отложений Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Мартинсон Г. Г. 1956. Определитель мезозойских и кайнозойских пресноводных моллюсков Восточной Сибири. Изд. АН СССР.
- Мартинсон Г. Г. 1957. Мезозойские пресноводные моллюски некоторых районов Восточной и Центральной Азии. Тр. БЛС АН СССР, т. XV.
- Мартинсон Г. Г. 1958. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. Тр. БЛС АН СССР, т. XIX.
- Маслов В. П., Зиновкин А. Д. 1940а. Стратиграфия и магматические циклы бассейна р. Даи (Восточное Забайкалье). Сов. геол., № 1.
- Маслов В. П., Зиновкин А. Д. 1940б. Геологический очерк бассейна р. Даи и юго-вост. склона Борщовочного хребта. Очерки по геологии Сибири, вып. 12, ИГЕИ.
- Матвеев К. К. 1926. Борщовочные месторождения монацита. Мат. КЕПС АН СССР, № 58.
- Матвеев К. К. 1931. Исследование рентгеновских спектров монацитов Борщовочного кряжа (Забайкалье). Изв. АН СССР, сер. VII, отд. мат. и ест. наук, № 10.
- Медведев П. 1922. Каменноугольная промышленность Забайкальской и Прибайкальской областей. В кн. «Горная промышленность ДВР», Чита.
- Медведев П. 1925. Черновские бурюугольные копи. В кн. «Вся Сибирь со включением Урал. обл.», Справ. и адр. книга на 1925—1926 г. М.
- Медведев П. 1930. Краткий обзор Арбагарских копей. В кн. «Вост. Забайк. мет. и хим. комб.» (Мат., вып. 1), Хабаровск.
- Мейстер А. К. 1910. Средне-Витимская горная страна. Геол. исслед. в золотоносн. областях Сибири, Ленский район, вып. 5.

- Мейстер А. К. 1924. Отзыв о месторождениях олова в Забайкальской обл. Изв. Геолкома, 1920, т. 39, № 7—10, Л.
- Мейстер А. К. 1932. Горная область Северо-Муйского хребта. Тр. ВГРО, вып. 157.
- Мейстер А. К., Половинкина Ю. И. 1932. Центральное плато Витимского плоскогорья. Тр. ВГРО, вып. 147.
- Мелехин А. 1829. Геогностическое описание гор, лежащих по обе стороны р. Газимура (с геогн. картой). Горн. журн., IV, № 12, СПб.
- Мелиоранский В. А. 1929. Геологические исследования свинцово-серебряных месторождений в районе Шилкинского и Газимурского заводов. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Мелиоранский В. А. 1932а. О возрасте молодых гранитов северо-восточной части Нерчинского округа. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 75.
- Мелиоранский В. А. 1932б. Заметка о генезисе полиметаллов Приаргунья (Восточное Забайкалье). Зап. Мин. об-ва, ч. 61, № 2.
- Мелиоранский В. А. 1932в. Геолого-петрографические исследования в Приаргунском районе. Тр. ВГРО, в. 128.
- Мелиоранский В. А. 1932г. Геологические исследования в районе Шилкинского завода и Кутуминского поселка. Изв. ВГРО, т. 51.
- Мелиоранский В. А. 1934а. О метаморфической свите В. Забайкалья. Изв. АН СССР, VII, сер. № 2—3.
- Мелиоранский В. А. 1934б. Материалы к истории вулканизма Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, VII, сер. № 9.
- Миддендорф А. Ф. 1860. Путешествие на север и восток Сибири. ч. I, отд. 2, СПб.
- Миротворцев К. Н. 1934. Климат Восточно-Сибирского края. М.—Иркутск.
- Мирчинк С. Г. 1959. К вопросу о стратиграфическом положении и генезисе каменистых конгломератов. Тр. ЦНИГРИ, в. 31.
- Митич Г. Б. 1948. Новые данные по геологии юго-западной части Алданского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Митрофанов П. В. 1935. Месторождения молибдена в бассейне реки Желтуги. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. 3.
- Митрофанов П. В., Никольский Р. А. 1937. Геолого-экономический очерк золоторудных месторождений кварцево-турмалиновой формации. Тр. ГНИ-Золото, т. 4, 5.
- Молчанов И. А. 1933. Угольные месторождения Забайкалья. Угл. разв. Сиб.
- Музылев С. А. 1929. Геологические исследования в районе серебро-свинцовых месторождений Александровского завода, Алгачей и Кличек. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Музылев С. А. 1932а. Геологические исследования в окрестностях Цаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье). Тр. ВГРО, вып. 136.
- Музылев С. А. 1932б. Условия залегания рыбных битуминозных сланцев в Восточном Забайкалье. Изв. ВГРО, вып. 47.
- Музылев С. А., Андрияшев Н. М. 1932. Горючие сланцы из окрестностей озера Харанор 2-й (Восточное Забайкалье). Изв. ВГРО, т. 51, вып. 100.
- Муратова И. И., Писцов Ю. П. 1959. Березовское железорудное месторождение. «Разведка и охрана недр», № 1.
- Мушников А. Ф. 1958а. О некоторых основных вопросах геологического строения юго-восточного Забайкалья. Уч. зап. Львовск. ун-та, т. XLVIII, сер. геол., вып. 9.
- Мушников А. Ф. 1958б. Стратиграфия и тектоника юрских отложений юго-восточного Забайкалья. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол. минер. наук, Львов.
- Мушников А. Ф. 1958в. К вопросу о геологической истории юго-восточного Забайкалья в мезозое. Тр. ЧГУ, вып. 2, Чита.
- Мушников А. Ф., Рутштейн И. Г. 1958. Новые данные по стратиграфии юрских морских отложений Восточного Забайкалья. ЧГУ, НТГО, бюлл. № 4.
- Нагибина М. С. 1946а. К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Нагибина М. С. 1946б. К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Нагибина М. С. 1947. Вулканогенный комплекс гольцов Сохондо (Забайкалье). Вестн. МГУ, № 2.
- Нагибина М. С. 1948а. Эффузивно-осадочная свита междуречья Хилок-Чикой-Ингода (Западное Забайкалье). Вестн. МГУ, № 3.
- Нагибина М. С. 1948б. О возрасте вулканогенных формаций Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3.

- Нагибина М. С. 1951. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования. Тр. ИГН АН СССР, вып. 128, геол. сер., № 49.
- Нагибина М. С. 1952. Забайкалье. В сб. очерков докембрия отдельных районов Урала, Казахстана, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 1.
- Нагибина М. С. 1958а. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса. БМОИП, т. XXXIII (3).
- Нагибина М. С. 1958б. Схема стратиграфии юрских и меловых отложений верхнего течения р. Амура. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Нагибина М. С. 1959. Схема тектоники Северной Маньчжурии. Докл. АН СССР, т. 125, № 5.
- Нагибина М. С., Лучицкий И. В. 1948. К вопросу о структурном расчленении Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Нагибина М. С. и др. (под редакцией Н. С. Шатского), 1951. Объяснительная записка к тектонической карте Восточной Сибири и Дальнего Востока. Масштаб 1 : 2 500 000. ИГН АН СССР.
- Назаревский Н. В. 1957. О вечной мерзлоте, провальных озерах и ледяных буграх Букачачи. Тр. КОВМ АН СССР, т. V.
- Налетов П. И. 1930. Геологическая съемка в пределах Агинского района Бурятской республики и частично в Карымском районе Читинского округа. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, № 1.
- Налетов П. И., Бессолицын Е. П. 1947. Геологический очерк района среднего течения реки Чикой. Тр. Вост.-Сиб. ГУ, вып. 31, Иркутск.
- Налетов П. И., Шалаев К. А., Деуля Т. Т. 1941. Геология Джидинского рудного района. Тр. Вост.-Сиб. ГУ, вып. 2.
- Наш край. 1955. Краеведческий сборник. Чита.
- Ненадкевич К. А. 1922. Очерк исследований висмутовых руд Забайкалья. Мин. каб. Ин-та нар. обр. в Чите, Чита.
- Ненадкевич К. А. 1926. Заметка о нахождении теллуристых соединений серебра, золота и висмута в Забайкалье. Докл. АН СССР, серия А.
- Ненадкевич К. А. 1928. О Доронинском содовом озере. Изв. Ин-та физ.-хим. анал., IV, вып. 1.
- Нерчинский округ. 1913. Выставка Приамурского края в Хабаровске в ознаменование 300-летия дома Романовых. Хабаровск.
- Нестеров М. В. 1904. Отчет по статистико-экономическому и техническому исследованию золотопромышленности Нерчинского округа. Вестн. Золот. № 6—24.
- Нечаева Е. А. 1943. Щелочные породы хребта Цаган-Хуртей в Западном Забайкалье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Нехорошев В. П. 1924. Палеозойские мшанки Забайкалья. Изв. Геолкома, т. 43, № 2.
- Никитин Д. В. 1918. Предварительный отчет о работе 1917 г. Изв. Геолкома, 1.
- Никитин Д. В. 1919. Геологические исследования в верхней части бассейна р. Чары Витимо-Олекминской горной страны. Изв. Геолкома (1918), т. 37, № 1.
- Новиков М. И. 1935. Дарасунзолото. Сов. золот., № 2.
- Образцова З. А. 1958. Малые интрузии Нерчинскозаводского рудного поля и связь их с полиметаллическим оруденением (Восточное Забайкалье). Науч. докл. высш. школы. Геолого-географические науки, № 4.
- Обручев В. А. 1897. Геологические исследования вдоль линии Забайкальской ж. д. Предв. отчет. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 6.
- Обручев В. А. 1914. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Отчет за 1895—1898 г. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. XXII, ч. 1 и 2, СПб.
- Обручев В. А. 1918. Илинское золоторудное месторождение в Восточном Забайкалье. Мат. по геол. России, XXVI, № I, II.
- Обручев В. А. 1923. Олекминско-Витимский золотоносный район (геологический обзор золотоносных районов Сибири, ч. III, Восточная Сибирь, вып. 1). Библ. Горн. журн. № 1, изд. Лензолото, М.
- Обручев В. А. 1926. Металлогенетические эпохи в области Сибири. Тр. ин-та прикл. минер. и металлург., вып. 21.
- Обручев В. А. 1927а. Геологический обзор Сибири.
- Обручев В. А. 1927б. К вопросу о происхождении оловянных руд в Енисейском крае и о Тунгусском Монголо-Охотском металлическом поясе. «Поверхность и недра», № 7—8.
- Обручев В. А. 1928. К вопросу о шариажах Сибири. Геол. вестн., т. 6, вып. 1—3.

- Обручев В. А. 1929а. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Л.
- Обручев В. А. 1929б. Еще раз о шарнижах в Сибири и Восточной Азии. Геол. Вестн., т. 7, вып. 1—3.
- Обручев В. А. 1929в. Евграфовское золоторудное месторождение и соседние с ним в бассейне реки Онона (в Восточном Забайкалье). Мат. по геол. России, XXVI, № 2, Л.
- Обручев В. А. 1931—1945. История геологического исследования Сибири: а) период первый, Л., 1931; б) период второй, Л., 1933; в) период третий, Л., 1934; г) период четвертый, М.—Л., 1937; д) период пятый, М.—Л., 1945. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1932. Древнее темя или каледонская складчатая зона. Тр. 1-го Вост.-Сиб. краевого научно-исслед. съезда, вып. 1. М.—Ир.
- Обручев В. А. 1933. Хребты Яблонный и Становой по новым данным «За индустр. Сов. Востока», № 2, 1933.
- Обручев В. А. 1935—1938. Геология Сибири, т. I, II, III. АН СССР, М.—Л.
- Обручев В. А. 1936. Молодость рельефа Сибири. В кн. «Акад. В. И. Вернадскому», т. II.
- Обручев В. А. 1937. Потухшие вулканы в Забайкалье. «Природа», № 8.
- Обручев В. А. 1939а. Докембрий Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны. Стратиграфия СССР, т. 1, М.—Л. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1939б. Докембрий Патомско-Витимского нагорья и Ленского района. Стратиграфия СССР, т. 1, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Обручев В. А. 1941. Очердные проблемы по геологии Селенгинской Даурии. Сб. «50 лет Кяхтинского республиканского музея краеведения им. акад. В. А. Обручева». Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1945. О некоторых основных вопросах геологии Центральной Азии. Вопросы геологии Сибири, т. I, М.—Л.
- Обручев В. А. 1946. Роль и значение молодых глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов Сибири. Юбилейный сборник, посвящ. 30-летию Вел. Окт. соц. рев. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1947а. Восточная Монголия. Географическое и геологическое описание. Ч. 1 и 2, М.—Л.
- Обручев В. А. 1947б. Впадины Центральной Азии и их научные сокровища, ожидающие изучения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Обручев В. А. 1950. О мезозойских угленосных отложениях Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Обручев В. А. 1951. Селенгинская Даурия. Избранные работы по географии Азии, т. II. Географиздат.
- Обручев В. А. 1952. Труды Иркутского государственного университета им. А. А. Жданова. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Обручев В. А., Герасимов А. П., Гедройц А. Э. 1895—1898. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д. Вып. XVIII и XIX. Геологические исследования в юго-восточной части Забайкальской области. СПб.
- Обручев В. А., Прасолов Л. И., Иоганзен Г. Э., Ревердатто В. В. 1931. Забайкалье. Сибирская советская энциклопедия, т. 2.
- Обручев С. В. 1958. Применение аргонового метода для определения возраста пород. В кн. «Тр. междудепоств. совещ. по разраб. стратигр. схем Сибири 1956 г.», Изд. АН СССР, М.—Л.
- Обручев С. В., Великославинский Д. А. 1953. Докембрий западного побережья Байкала. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, в. 2.
- Озеров И. М. 1934а. Пешковское арсенипиритовое месторождение Восточной Сибири. Разв. недр, № 14.
- Озеров И. М. 1934б. Мышьяковые месторождения Восточно-Сибирского края. Тр. ЦНИГРИ, вып. 14.
- Озеров И. М. 1935. Некоторые данные о полиметаллических месторождениях Тарбагатая. Разведка недр, № 11.
- Озеров И. М. 1937. Оловоносность полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Цвет. мет., № 5—6.
- Озерский А. Д. 1855. Об устройстве чугуноплавильного и железодельного завода в Нерчинском округе. Горн. журн., I, № 1.
- Озерский А. Д. 1867. Очерк геологии, минеральных богатств и горного промысла Забайкалья. СПб.
- Озолин Е. И. 1934. О специализации месторождений плавикового шлата. Горн. журн., № 3.

- Описание Нерчинских горных заводов. 1834. Горн. журн., I, II, III.
 Описание Нерчинскозаводского уезда Забайкальской области. 1914. Изд. Забайк. обл. стат. ком. Чита.
- О разведках, произведенных в Нерчинском округе в 1842 г. 1843. Горн. журн., III, № 9.
- Орешнин И. И. 1933. Сретенские месторождения графита. Мин. сырье, № 2.
- Орссев А. А. 1937. Магнетит в Восточной Сибири. Разв. недр, № 8.
- Оттен Ф. Ф. 1937. Забайкалье. В сб. «Запасы углей в СССР».
- Оттен Ф. Ф., Деев Ю. П. 1937. Угольные месторождения Забайкалья. Сб. «Мин. рес. Вост. Сибири», Мин. топливо, т. I, Иркутск, Вост.-Сиб. геолразвед. трест.
- Павлов Е. И. 1948. Птицы и звери Читинской области. Чита.
- Павлов Е. И. 1949. Промысловые звери Читинской области. Чита.
- Павлов Е. И. 1950. О флоре и фауне Читинской области. Сб. «В помощь учителю», Чита.
- Павлов Н. Н. 1928а. Отчет об исследовании Балягинского месторождения. Мат. геол. и пол. ископ. ДВ, № 53.
- Павлов Н. Н. 1928б. Балягинское месторождение магнитного железняка. Мат. геол. и пол. ископ. ДВ, № 53.
- Павлов Н. Н. 1929а. Геологические исследования в районе Балягинского железорудного месторождения. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Павлов Н. Н. 1929б. Геологопоисковые разведки на Туринском месторождении стибнита в Читинском округе. Мат. геол. и пол. ископ. ДВ, № 55.
- Павлов Н. Н. 1930а. Полезные ископаемые Забайкалья как база индустриализации Восточного Забайкалья. В кн. «Вост. Забайк. мет. и хим. комб.» (Мат., вып. 1), Хабаровск.
- Павлов Н. Н. 1930б. Месторождение мрамора близ с. Оловянного в юго-восточном Забайкалье. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 56.
- Павлов Н. Н. 1930в. Балягинское железорудное месторождение как база для развития металлургической промышленности в ДВК. В кн. ДВГУ, Отчет науч. техн. об-ва при техн. фак. ДВГУ за 1928—1929 г. Владивосток.
- Павлов Н. Н. 1931. Балягинское месторождение магнитного железняка в Забайкалье. Тр. ДВ геолразвед. треста, вып. I (58).
- Павлов Н. Н. 1933а. Солеродные озера и засоляемость юго-восточного Забайкалья. Тр. ДВ Горн. ин-та, вып. 2, Владивосток.
- Павлов Н. Н. 1933б. Месторождения плавикового шпата в юго-восточном Забайкалье. Тр. ДВ Горн. ин-та, вып. 2, Владивосток.
- Павлов Н. Н. 1941. Балягинское месторождение магнитного железняка в Забайкалье. Тр. ДВ РГРТ, вып. I (58).
- Павловский Е. В. 1932. К послетретичной истории части долины р. Калар и ее притока р. Кетемяхты (бассейн р. Витима). Тр. КЧ, т. II.
- Павловский Е. В. 1933а. Геологический очерк района Верхней Чары. Тр. ВГРО, вып. 271.
- Павловский Е. В. 1933б. Геологический очерк Ороно-Ничатского района. Тр. ГИН АН СССР, т. 3.
- Павловский Е. В. 1933в. Восточная часть Средне-Витимской горной страны Ороно-Ничатский район. Тр. ГИН АН СССР, вып. 3.
- Павловский Е. В. 1933 г. Лено-Тындинская группа. Экспедиции АН СССР 1932 г.
- Павловский Е. В. 1937. Впадина озера Байкал. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Павловский Е. В. 1939. Стратиграфия палеозоя и мезозоя Газимурозаводского района. Сов. геол., № 10—11.
- Павловский Е. В. 1948а. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной страны. Тр. ИГН АН СССР, вып. 99, № 5.
- Павловский Е. В. 1948б. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Павловский Е. В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Павловский Е. В. 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.
- Павловский Е. В., Лучицкий Н. В. 1940. Восточное Забайкалье. Геолого-петрографический очерк Газимурозаводского района. Очерки по геологии Сибири, вып. 10, ИГЕН.
- Павловский Е. В., Флоренсов Н. А. 1951. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири. Тр. ИГУ, т. V, вып. 2, Иркутск.

- Павловский Е. В., Цветков А. И. 1934. Южная окраина Олекмо-Витимского нагорья. Геолого-петрографический очерк по маршрутам 1932 г. Тр. ИГН АН СССР, т. 4.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. 1936. Северо-западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса. Тр. СОПС АН СССР и Петр. ин-та АН СССР, сер. Сибирск., вып. 22.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. 1938. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района, Тр. ГИН АН СССР, т. VIII.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. 1939. Докембрий Прибайкалья. Стратиграфия СССР, т. I, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Павлуцкий 1861. Описание Кличкинского серебро-свинцового рудника в Нерчинском округе. Горн. журн., III, № 9.
- Павлуцкий 1870. Краткое описание серебро-свинцовых рудников, разрабатываемых в Нерчинском горном округе. Горн. журн., II, № 6.
- Падалка Г. Л. 1944. О рудоносных интрузиях Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. XIV, № 8.
- Падалка Г. Л. 1953а. О геологическом строении и металлогении Восточного Забайкалья. Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. Тр. ВСЕГЕИ.
- Падалка Г. Л. 1953б. Общие черты металлогении Восточной Сибири (Забайкалья). Сов. геол., сб. II. Вopr. региональной металлогении.
- Падалка Г. Л. 1959. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении юго-восточного Забайкалья. ВСЕГЕИ, № 1.
- Паллас П. С. 1773—1788. Путешествие по разным провинциям Российской империи. 3 части в 5 томах. СПб.
- Пентегов Б. П. 1930. Задачи химизации Восточного Забайкалья. В кн. «Вост. Забайк. мет. и хим. комбинат», Хабаровск.
- Перекрестов В. 1843а. Краткий обзор Газимуро-Воскресенской дистанции. Горн. журн., I, № 1.
- Перекрестов В. 1843б. Краткий обзор Алгачинской дистанции Нерчинского округа. Горн. журн., I, № 2.
- Петрусеви́ч М. Н. 1946. Чинейское титаномагнетитовое месторождение. Сов. геол., сб. 10.
- Пилипенко П. П. 1916. Месторождение плавикового шпата в районе Аргуни. Отчет о деятельн. КЕПС при Акад. наук № 3.
- Пилипенко П. П. 1937. Калангуйское и Абагайтуйское плавиковые месторождения Восточного Забайкалья. Тр. МГРИ, т. VIII.
- Писцов Ю. П. 1957а. Березовское железорудное месторождение. Тр. ЧГУ, вып. I.
- Писцов Ю. П. 1957б. Генезис Березовского железорудного месторождения. ЧГУ НТГО. Бюлл. № 3.
- Половинкина Ю. И. 1931. Маршрутные геологические исследования по р. Уссою, М. и Б. Амалату, Ципе и Витиму (по материалам А. А. Демина). Тр. ГГРУ, в. 32.
- Пономарев Т. Н. 1930. Разведка Харанорского бурогоугольного месторождения в Забайкалье. Кратк. отч. о раб. ин-тов ГГРУ за 1927—1928 и 1928—1929 гг.
- Попов С. Д., Тимофеев А. А. 1940. О полезных ископаемых верхнего течения реки Урюмкана (Восточное Забайкалье). Тр. ИГЕН АН СССР, вып. 38, мин.-геохим. сер., № 7.
- Постников Л. Н. 1940. Как мы открыли оловянный камень на Ушмунском гольце. В кн. «Мат. куст. слета стахановцев Вост.-Сиб. ГУ», Иркутск.
- Постоев К. И. 1932. Геоморфологический очерк Олекминско-Алданского района. Тр. СОПС, серия Якутская, вып. I.
- Прасолов Л. И. 1927. Южное Забайкалье. Почвенно-географический очерк, Изд. АН СССР.
- Преображенский И. А. 1937. Оловоносные гранитоиды Борщовочного хребта (Восточное Забайкалье). Докл. АН СССР, нов. сер. XVII, № 1—2.
- Преображенский И. А. 1939. Оловоносные гранитоиды Борщовочного хребта. Восточное Забайкалье. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, в. 14.
- Преображенский И. Л. 1953. Химизм горных пород Забайкалья. Тр. Ин-та геол. наук, петр. сер., вып. 148.
- Пресняков Е. А. 1927а. Геологическая съемка планшетов IX-37, IX-38 и части X-37 и X-38. Отчет Геолкома 1925—1926 гг. Л.
- Пресняков Е. А. 1927б. О геологической съемке XVIII века в Нерчинском округе. Геол. вестн., т. V, № 4—5.
- Пресняков Е. А. 1928. О киновари в Восточном Забайкалье. Вестн. Геол. ком., т. III, № 8.

- Пресняков Е. А. 1929. Геологическая съемка в Приаргунском районе. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Пресняков Е. А. 1930. Геологический очерк окрестностей курорта Молоковка близ Читы. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. 3, Иркутск.
- Пресняков Е. А. 1931а. Геологические исследования в Приаргунье. Тр. ВГРО, вып. 37.
- Пресняков Е. А. 1931б. Кир-Киринское месторождение флогопитов в Восточном Забайкалье. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 49.
- Пресняков Е. А. 1933. Роль диаклаза в оруденении Восточного Забайкалья. «Геофронт Вост. Сиб.», сб. 1.
- Призант С. А. 1927. Геологическая съемка в Нерчинскозаводском районе. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг. Л.
- Призант С. А. 1929. Геологические исследования в районе водораздела верхний рек Турги, Онон-Борзи и Унды. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг., Л.
- Принада В. Д. 1944. Мезозойская флора Сибири. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, в. XIX.
- Принада В. Д. 1947. Мезозойская флора Восточной Сибири и ее стратиграфическое распределение. Иркутск.
- Принада В. Д. 1948. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья. Тр. ВСГУ, вып. 32.
- Принада В. Д. 1950. Мезозойская флора Забайкалья и ее стратиграфическое распределение. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. 22.
- Пресняков М. П. 1936. Золотоносность кварцево-турмалиновой полосы Восточного Забайкалья. Сов. золот. № 3.
- Пуртов А. С. 1930. Результаты разведки Балягинского железорудного месторождения. Научн. нов. ДВ, Владивосток, № 1.
- Пэк А. В. 1930. Геологическая съемка района Дульдургинского вольфрамового месторождения. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, № 1.
- Пэк А. В. 1931. Геологические исследования в бассейне р. Или. Изв. ВГРО, вып. 69.
- Радде Г. И. 1858. Дауро-Монгольская граница Забайкалья. Вестн. РГО, ч. 22, кн. 1.
- Радде Г. И. 1861. Путешествие в Юго-Восточную Сибирь. зап. РГО, Русск. об-ва, № 4.
- Радкевич Е. А. 1941. Тарбальджейское оловорудное месторождение. Тр. ИГН АН СССР, в. 41, сер. рудн. м-ний, № 5.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. 1956. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. Сов. геол., сб. 53.
- Разгильдеев И. 1835. Описание долины Цаган-Олуй. С геогн. картой. Горн. журн., III, № 9.
- Разумов И. М. 1956. Производительные силы Читинской области. Чита.
- Раммельмейер Е. С. 1935. Фауна моллюсков с р. Витима. Изв. АН СССР, № 3.
- Раммельмейер Е. С. 1940. Ископаемые моллюски пресноводных отложений Забайкалья. Тр. Байк. лимнол. станции, т. 10, М.—Л.
- Рейс О. М. 1910. Фауна рыбных сланцев Забайкальской области. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 29.
- Рик М. 1829. Геогностическое описание округа, простирающегося по р. Урулюн-гуй. Горн. журн., IV, № 12, СПб.
- Розенцвит А. О. 1955. К характеристике протерозойских пород Олекмо-Витимской горной страны. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 2.
- Розенцвит А. О. 1959. Гидротермальный метасоматоз протерозойских пород Олекмо-Витимской горной страны. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Рохлин М. И. 1936. Итоги ревизии Восточно-Забайкальских полиметаллических месторождений на олово. Разв. недр, № 9.
- Руднев В. П. 1931. Геологические исследования в 1930 г. в юго-восточном Забайкалье. Тр. ВГРО, вып. 152.
- Руднев В. Н., Тетяев М. М. 1932. Бассейн рек Куэнги и Олова в Забайкалье (работы 1928 г.). Тр. ВГРО, вып. 224.
- Рупасова З. В. 1938. Изменение боковых пород Дарасунского золоторудного месторождения. Тр. НИГРИЗолото, вып. 9.
- Рухин Б. А. 1935. Ключевское строительство. Сов. золот., № 9.
- Рухин Б. А. 1935. Дмитриевское золоторудное месторождение в Восточной Сибири. Сб. треста «Золоторазведка», вып. I.
- Рухин Л. Б. 1936. Описание некоторых фавозитид из нижнедевонских отложений Забайкалья. Зап. ЛГУ, № 10, сер. геол.-почв., вып. 3, «Земная кора», т. II.

- Рябинин А. Н. 1937. Новая находка динозавров в Забайкалье. Еж. русск. палеонт. об-ва, XI, 1934—1935.
- Савадский О. А. 1957. Поиски полиметаллических месторождений в Приаргунье на основе геохимических и геофизических методов. Тр. ЧГУ, вып. 1.
- Савадский О. А., Савадская А. Е. 1957. Краткий обзор геофизических работ в Восточном Забайкалье. Тр. ЧГУ, вып. 1.
- Савельев К. 1928. Ононское золоторудное предприятие. Горн. журн., № 3.
- Сакович Н. 1928. Курорты Сретенского округа местного значения. В кн. «Медико-сан. сборн.», Сретенск.
- Салоп Л. И. 1954. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Тр. ВСЕГЕИ, т. 1.
- Салоп Л. И. 1956а. Новые данные по геологии северной части Средне-Витимской горной страны. Сб. научно-техн. информ. МГиОН СССР, № 2.
- Салоп Л. И. 1956б. Кембрий Олекмо-Витимской горной страны. Тезисы докл. на междувед. сов. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири.
- Салоп Л. И. 1958а. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. Тр. междувед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Изд. АН СССР.
- Салоп Л. И. 1958б. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области. Геол. строение и пол. ископ. Вост. Сибири, АН СССР.
- Салоп Л. И. 1958в. Докембрий СССР. Байкальская горная область. Геологическое строение СССР, т. 1. Госгеолтехиздат.
- Салоп Л. И. 1958г. Основные черты геологии и металлогении Олекмо-Витимской горной страны. Тр. I совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск.
- Самойло М. В. 1933а. Пешковское коренное месторождение шеелита (Забайкалье, Борщовочный кряж). Ред. мет., № 2.
- Самойло М. В. 1933б. Об оловянном камне из долины реки Правой Пешковой (Юго-Восточное Забайкалье, Борщовочный кряж). Цветн. мет., № 8—9.
- Сандомирский Л. Г. 1938. О новых точках вольфрамового оруденения в Восточном Забайкалье. Сов. геол., № 5.
- Саркисян С. Г. 1938. Терригенно-минералогические касситеритоносные провинции в Забайкалье. Сов. геол., № 5.
- Сауков А. А. 1930а. Нерчинское месторождение киновари. Докл. АН СССР, серия А, № 12.
- Сауков А. А. 1930б. Месторождение сурьмы и молибдена в районе Новотроицка на Унде в Забайкалье. Докл. АН СССР, серия А, № 13.
- Сведения о работах Забайкальской горной партии, произведенных летом и осенью 1895 г. 1896. Зап.-Чит. отд. Приам. отд. РГО, вып. 1.
- Свистальский Н. И. 1919. Месторождение серебро-свинцовых и цинковых руд в северо-восточной части Нерчинского округа. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 36.
- Свистальский Н. И. 1919б. Исследования в Цаган-Олуевском районе (вост. часть Забайкальского вольфрамоносного района). Изв. Геолкома, 1918, т. 37, № 1, II.
- Свистальский Н. И. 1924. Месторождения серебро-свинцовых и цинковых руд в северо-восточной части Нерчинского округа. Горн. журн., № 1—2.
- Свод геогностических наблюдений, сделанных в 1837 г. шестью поисковыми партиями в округе Нерчинских заводов. 1838. Горн. журн., № 5.
- Серпухов В. И. 1953. Закономерности распределения эндогенных месторождений в подвижных зонах земной коры и некоторые общие вопросы эндогенного рудообразования. Сов. геол., вопр. региональной металлогении, сб. II.
- Силин-Бекчурин А. И. 1930. Предварительные результаты гидрогеологических исследований на курорте Дарасун в 1929 г. Курор. дело, № 3—4.
- Силин-Бекчурин А. И. 1934. Проблема генезиса углещелочных вод в условиях вечной мерзлоты Забайкалья в районе курорта Дарасун. Водн. бог. недр, I Всесоюз. гидрогеол. съезд 1931 г., Мин. воды, сб. 5.
- Скороход В. З. 1941. Основные черты геол. строения южной части Сов. Дальнего Востока. Изд. Примор. геогр. об-ва, Владивосток.
- Смирнов А. М. 1954. Основные вопросы геологии Маньчжурии. Харбин.
- Смирнов Н. С. 1929. Разведка Букачачинского месторождения каменного угля в Забайкалье. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Смирнов Н. С. 1930а. Открытие месторождений мусковита в Забайкалье. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 57.
- Смирнов Н. С. 1930б. Геологические исследования в северной части Сретенского округа. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 57.
- Смирнов Н. С. 1930в. Геологоразведочные работы в районе сел. Утан (Кожино) Сретенского округа. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 57.

Смирнов Н. С. 1930 г. Геологические исследования вдоль трассы ж.-д. ветки от Букачинского каменноугольного м-ния до ст. Пашенкой Заб. ж.-д. Научн. нов. ДВ, Владивосток, № 1.

Смирнов С. С. 1925а. О возможности нахождения значительных количеств мышьяковых руд в Нерчинском округе. Вестн. Геолкома, т. 1, № 1.

Смирнов С. С. 1925б. Нерчинские свинцово-цинковые месторождения. Вестн. Геолкома, № 2.

Смирнов С. С. 1926а. Забайкалье (из матер. поездки по поруч. Ком. цв. мет. НТО). Минер. сырье, № 4.

Смирнов С. С. 1926б. Схема металлогении Восточного Забайкалья. Пробл. сов. геол., т. VI, № 10.

Смирнов С. С. 1926в. О мышьяке в Нерчинском округе. Мин. сырье и его перераб. № 10.

Смирнов С. С. 1927а. Некоторые данные о Нерчинских свинцово-цинковых месторождениях и предположения о разведках. Изв. Геолкома, т. 44, № 1.

Смирнов С. С. 1927б. Находка оловянного камня в свинцово-цинковых рудах Смирновского месторождения (Нерчинский округ), Вестн. Геолкома, т. III, № 3.

Смирнов С. С. 1927в. Работы в Нерчинском округе. Изв. Геолкома, т. 45, № 4.

Смирнов С. С. 1927 г. Материалы к характеристике Нерчинских свинцово-цинковых месторождений. Изв. Геолкома, т. 46, № 8.

Смирнов С. С. 1927д. Исследование Приаргунского района Нерчинских свинцово-цинковых месторождений. Отч. Геолкома за 1925—1926 гг.

Смирнов С. С. 1927е. Перспективы восстановления Нерчинского свинцово-цинкового производства (доклад). Тр. II Совещ. цв. мет., т. I, вып. 2.

Смирнов С. С. 1928а. Свинцовое месторождение по Б. Капчеранге и вновь открытое оловянное месторождение по р. М. Капчеранге. Вестн. Геолкома, т. III, № 5.

Смирнов С. С. 1928б. О некоторых итогах геологоразведочных работ за последние годы в Восточном Забайкалье (на цветные и редкие металлы). Вестн. Геолкома, т. III, № 9—10.

Смирнов С. С. 1929. Геологические исследования Нерчинских полиметаллических месторождений Приаргунского и Южного районов, Дарасунского золоторудного и свинцового месторождений по р. Б. Капчеранге. Отч. Геолкома за 1926—1927 гг.

Смирнов С. С. 1930. Минералогические заметки. Изв. ГГРУ, т. 49, № 2.

Смирнов С. С. 1931. Геолого-экономический очерк полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Главные медно-свинцово-цинковые месторождения СССР.

Смирнов С. С. 1932а. Железорудные месторождения Восточно-Сибирского края. Иркутск.

Смирнов С. С. 1932б. К металлогении Восточного Забайкалья. Тр. 1-го Восточно-Сибирского краевого научно-исследов. съезда, вып. I, геол. секция, Иркутск.

Смирнов С. С. 1933. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Тр. ВГРО, вып. 327.

Смирнов С. С. 1936а. Схема металлогении Восточного Забайкалья. Пробл. сов. геол., № 10.

Смирнов С. С. 1936б. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, № 6, сер. геол., М.

Смирнов С. С. 1944. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеол-издат.

Смирнов С. С. 1945. Об оловянно-вольфрамовом оруденении Востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Смирнов С. С. 1946. О тихоокеанском рудном поясе. Изд. АН СССР, сер. геол., № 2.

Смирнов С. С., Крейтер В. М. 1927. Разведка свинцово-цинковых месторождений в Нерчинском округе в 1926 г., Вестн. Геолкома, т. II, № 3.

Сморчков И. Е. 1940. Характерные особенности оловоносных гранитов Зеренского района (В. Забайкалье). Тр. Ин-та геол. карт, вып. 25, петрогр. серия (№ 8).

Сморчков И. Е. 1941. Кислые интрузии Зеренского района (Восточное Забайкалье) в связи с их оловоносностью. Изд. АН СССР, петрогр. сер.

Сморчков И. Е. 1953. Гранитоидные породы западной части Борщовочного хребта. Тр. ИГН, вып. 148, петрогр. сер.

Советское Забайкалье (сборник). 1940. Чита.

Соколов Д. С. 1935. Геологический очерк верхней части басс. рр. Или и Туры. Мат. по геол. и пол. ископ. Сибири, вып. IX.

- Соколов Д. С. 1936. О морских юрских отложениях Восточного Забайкалья. БМОИП, т. XIV (2).
- Соколов Д. С. 1937а. О верхнепалеозойской складчатости Восточного Забайкалья. БМОИП, т. XV.
- Соколов Д. С. 1937б. О сферосидеритах в Центральном Забайкалье. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сиб., вып. 13, Иркутск.
- Соколов Д. С. 1940. Основные черты геологической истории Восточного Забайкалья. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. XVIII, вып. 56.
- Соколовский Я. 1836. Взгляд на серебряное производство Нерчинских заводов. Горн. журн., № 9, т. I и II.
- Спасский Г. С. 1821. Забайкальские геогностические замечания (извлечены частью из записок А. И. Карамышева). Сиб. Вестн. Гр. Спасского, ч. XVI.
- Спасский Г. С. 1824. О землетрясении, бывшем в Нерчинском краю 2 сентября сего 1824 г. Сиб. Вестн. Гр. Спасского, ч. III.
- Спафарий Н. Г. 1882. Путешествие через Сибирь от Тобольска до Нерчинска и границ Китая. (Дорожный дневник Спафария с введением и примечаниями Ю. В. Арсеньева.) Зап. РГО по отд. этногр. X.
- Стальнов Г. И. 1923. Полезные ископаемые Забайкалья. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, вып. 27.
- Стальнов Г. И. 1927. Чикойский золотоносный район. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 64.
- Станов С. С., Негурей Б. П. 1937. Минералогическое исследование руды 1-го горизонта Ключевского золоторудного месторождения. Тр. ГНИЗолото, т. 4.
- Старченко В. В. 1957. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений южной части Центрального Забайкалья. Тр. ЧГУ, вып. I, Чита.
- Старченко В. В. 1958. О возрасте и геологическом положении мезозойских осадочных и вулканогенных образований южной части Центрального Забайкалья. ЧГУ НТГО, Бюлл. № 4.
- Старченко В. В., Краснов В. П., Аргутин А. В., Варламов В. А. 1956. Предварительные данные о строении и возрасте, так называемого, Кьринского интрузивного комплекса. ЧГУ НТГО, Бюлл. № 2.
- Степанов Б. Л. 1933. Роль Восточно-Сибирского края в оловянной промышленности СССР. Тр. ВГРО, вып. 4.
- Сулоев А. И. 1938. Геология Карымского района. Тр. ВИМС, вып. 133.
- Суслов С. П. 1947. Физическая география СССР. Учпедгиз.
- Сушинский П. П. 1923. Об аквамарине с Шерловой горы в Забайкальской области. Изв. Донск.-политехн. ин-та, т. VIII.
- Сушинский П. П. 1924. О месторождениях цветных камней и вольфрамита в Забайкалье. Зап. Мин. об-ва, ч. 52.
- Сушинский П. П. 1925. Очерк месторождений цветных камней юго-восточного Забайкалья. Тр. Ин-та прикл. минер., вып. 16. М.
- Сушинский П. П. 1928. Аквамарин с Шерловой горы в Забайкальской области. Изв. Донск. политехн. ин-та, т. X, научн. отд. 1926—1927 гг.
- Талько-Грынцевич Ю. Д. 1905. Ямаровка как курорт и будущая санатория для Восточной Сибири. Тр. Троицкосавско-Кяхт. отд. Приамурск отдела РГО, т. VII, вып. I.
- Тарабанько П. И., Тулохонов М. Н. 1958. О стратиграфии пермских отложений низовья р. Онона (Чиронского поля) в Восточном Забайкалье. Тр. ЧГУ, вып. 2, Чита.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1:5 000 000. 1957. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат.
- Тетяев М. М. 1916а. К геологии Прибайкалья. Геол. Вестн. № 5—6.
- Тетяев М. М. 1916б. Северо-Западное Прибайкалье. Область с. Горемыки (работы 1914 г.). Тр. Геолкома, нов. серия, вып. 126.
- Тетяев М. М. 1918а. Гутайский молибденовый рудник на Чикое. Прилож. к вып. 32, сер. мат. по общ. и прикл. геол.
- Тетяев М. М. 1918б. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон.-Борзинского р-на Заб. области. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 32.
- Тетяев М. М. 1918в. Отзыв о месторождении молибденового блеска близ с. Гутай по р. Чикой Забайкальской области. Изв. Геолкома, 1917, т. 36, № 5—7.
- Тетяев М. М. 1918—1921. К тектонике Восточной Сибири. Геол. вестн., т. IV, № 1—6.
- Тетяев М. М. 1927а. Геологическая съемка в районе серебро-свинцовых месторождений Нерчинского округа. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг. Л.
- Тетяев М. М. 1927б. Новые данные по геологии Забайкалья. Вестн. Геолкома, № 1.

- Тетяев М. М. 1927в. К геологии и тектонике Забайкалья. Вестн. Геолкома, № 8—9.
- Тетяев М. М. 1927 г. Геологическая съемка в районе серебро-свинцовых месторождений Нерчинского округа. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг. Л.
- Тетяев М. М. 1928а. Угольные месторождения Забайкалья в новом освещении. Вестн. Геолкома, т. III, № 3.
- Тетяев М. М. 1928б. О шарьяжах в Вост. Сибири, Геол. вестн., VI, № 4—6.
- Тетяев М. М. 1929а. К строению южной части Восточной Сибири. Геол. вестн., 7, № 1—3.
- Тетяев М. М. 1929б. К геологии Букачинского месторождения каменного угля в Забайкалье. Изв. Геолкома, т. 48, № 2.
- Тетяев М. М. 1929в. Работы по составлению геологической карты Центрального и Восточного Забайкалья. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Тетяев М. М. 1930. Геологическая съемка в Карымско-Агинском районе. Мат. по геол. и пол. ископ. Восточной Сибири, № 1.
- Тетяев М. М. 1931а. По поводу геологии окрестностей г. Нерчинска. Изв. ВГРО, вып. 100.
- Тетяев М. М. 1931б. Новые данные о распространении морского триаса в Забайкалье. ГГРУ, вып. 20.
- Тетяев М. М. 1932. Пояс альпийской складчатости на Востоке СССР. Тр. 1 Вост.-Сиб. краевого научно-исслед. съезда, вып. 1. М.—Иркутск.
- Тетяев М. М. 1935. О месте явлений оруденения в общем ходе развития структуры земли. Пробл. сов. геол., № 5.
- Тетяев М. М. 1938. Геотектоника СССР. ГОНТИ.
- Тетяев М. М. 1941. Основы геотектоники.
- Титов В. 1855. Заметки о месторождениях цветных камней и соляных озерах Нерчинского края. Горн. журн., II, № 6.
- Тихова Т. Г. 1935. Очерк Ушмунского вольфрамового месторождения. Разв. недр, № 3.
- Тихова Т. Г. 1937. Каменско-Черновское месторождение слюды на Яблоновом хребте в Восточном Забайкалье. В сб. «Слюды СССР», изд. ЦНИГРИ.
- Тихомиров Н. И. 1956. Основные геологические закономерности распределения оловорудных месторождений на территории юго-восточного Забайкалья. Мат. совещ. геологов Вост.-Сиб. и Дальнего Востока по методике геол.-съем. и поиск. работ. Чита.
- Тихомиров Н. И. 1957. Пермские отложения в междуречье Кыра-Онон (Забайкалье). Докл. АН СССР, т. 114, № 5.
- Толстихин Н. И. 1932а. Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты. Тр. КОВМ АН СССР, т. 1.
- Толстихин Н. И. 1932б. Газы Восточного Забайкалья. Тр. Геолразв. бюро газовых м-ний, вып. 3.
- Толстихин Н. И. 1936. Обидин Н. И. Наледи Восточного Забайкалья. Изв. ГГО, т. 68, вып. 6.
- Тресков А. А., Медведев С. В., Флоренсов Н. А., Солоненков П. 1958. Землетрясения и сейсмическое районирование Восточной Сибири. Геол. строение и пол. ископ. Восточной Сибири. Изд. АН СССР.
- Трофимов В. С. 1929. Гутайское молибденовое месторождение. Мин. сырье, № 9.
- Тулчинский К. Н. 1919. Недра Забайкалья. Краткий очерк. (Нар. Дума Бурят. Монгол. Вост. Сибири). Чита.
- Усов М. А. 1915. Орография и геология Кентейского хребта в Монголии. Изв. Геолкома, № 8.
- Усов М. А. 1929. Фазы эффузивов. Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 46.
- Усов М. А. 1932. Фации и фазы интрузивов. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. IV, вып. 3 (1924).
- Усов М. А. 1935. Фации и фазы пород эффузивного облика. Пробл. сов. геол., № 9.
- Усов М. А. 1945а. Геология магматических пород. Вопр. геол. Сибири, т. 1.
- Усов М. А. 1945б. Фации и формации горных пород. Вопр. геол. Сибири, т. 1.
- Фельдман В. И. 1958. Геологическое строение части бассейнов средних течений рек Ингоды и Хилка. Тр. ЧГУ, вып. 2, Чита.
- Ферсман А. Е. 1916. Месторождение молибденового блеска в Селенгинской Даурии. Рудн. Вестн. № 2.
- Ферсман А. Е. 1926. Монголо-Охотский пояс. Поверхность и недра, № 3 (19).
- Ферсман А. Е. 1953. Геохимические проблемы Союза. Избр. тр., т. II.

- Фивег М. П., Дорфман М. Д. 1938. Несколько слов о генезисе вольфрамитовых месторождений Забайкалья (Белуха и Букука). Цветн. мет. № 10.
- Филев Е. 1836а. Описание берегов р. Газимура (с геогн. картой), Горн журн., III, № 7.
- Филев Е. 1836б. О некоторых рудниках Нерчинского округа и обогащения тамошних руд. Горн. журн., IV, № 11.
- Флеров В. К. 1932. Краткие замечания о генезисе Никитинской россыпи Балейского района. Сов. золот. № 4, Иркутск.
- Флоренсов Н. А. 1937. К геологии верхней части бассейна р. Аги. Мат. по геол. и пол. ископ. Восточной Сибири, вып. XII, Иркутск.
- Флоренсов Н. А. 1947. О структурном типе рельефа Забайкалья и термине горный хребет. БМОИП, отд. геол., т. 22 (6).
- Флоренсов Н. А. 1948б. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Флоренсов Н. А. 1954а. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 1.
- Флоренсов Н. А. 1954б. Геологическое строение Бурят-Монголии (краткий очерк). Мат. по изуч. произв. сил Бурят-Монгольской АССР, вып. 1, Улан-Уде.
- Флоренсов Н. А., Ларина В. А. 1937. Гусиноозерское м-ние углей. ОНТИ.
- Фомин А. 1897. Ископаемые угли Забайкальской области. Зап. Чит. отд. Приамурск. отдела РГО, вып. 2.
- Фомин И. Н., Лашманов В. И. 1958. О юрских отложениях междуречья среднего течения рек Хилка и Ингоды. Тр. ЧГУ, вып. 2, Чита.
- Франк-Каменецкий А. Г. 1924. Доронинское содовое озеро в Забайкалье. Изв. биол.-геогр. иссл. ин-та при Иркутск. гос. ун-те, т. I, вып. IV.
- Франк-Каменецкий А. Г. 1927—1928. Промышленная эксплуатация Доронинского содового озера. В кн. Тр. I Сибирск. краев. научно-исслед. съезда, ч. I и II.
- Франк-Каменецкий А. Г., Концевич В. М. 1927. Гидрохимические исследования в Восточной Сибири, XV—XX. Дарасунские минеральные источники. Изв. биол.-геогр. иссл. ин-та Ирк. гос. ун-та, т. III, вып. 2.
- Фредерикс Г. Н. 1924. Газимурский золотоносный район. Мироведение, XIII, № 2 (47).
- Фредерикс Г. Н. 1930. Пермские отложения В. Забайкалья. Изв. ГГРУ, № 7.
- Фредерикс Г. Н. 1931. О возрасте палеозоя В. Забайкалья. Тр. Геол. музея, вып. VIII, Л.
- Фрейвальд Ю. И. 1934. Генезис плавикового шпата в Восточном Забайкалье. Мин. сырье, № 8.
- Фролова Н. В. 1958. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. Тр. междувед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Изд. АН СССР.
- Хасин Р. А. 1947. Киммерийские граниты Восточной Монголии. Сов. геол., сб. 24.
- Хахлов В. А. 1927. Растительные остатки Черновских копей Забайкалья. Изв. Сиб. Т. И., т. 47, вып. 3.
- Хлапонин А. И., Лентович А. А., Принада В. Д. 1932. Геологические исследования в Верхне-Амурском районе. Тр. ВГРО, вып. 231.
- Холмов Г. В. 1929. Результаты минерало-петрографической съемки Щерловгорского месторождения (Забайкалье) летом 1928 г. Изв. Геолкома, т. XXVIII, вып. 10.
- Холмов Г. В. 1931. О геоморфологии Бальзинско-Красноярской котловины (южное Забайкалье). Изв. ГГО, т. 63, вып. 1.
- Холмов Г. В. 1931. Минералогический очерк Дульдургинского вольфрамового месторождения (Забайкалье). Тр. ВГРО, вып. 133.
- Хрущов Н. А. 1929. Геологопоисковые работы на висмут в районе рек Кары и Амазара. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Хрущов Н. А. 1931. Материалы по изучению полезных ископаемых Северо-Восточного Забайкалья. Тр. ГГРУ, вып. 90.
- Хуан Бо-цинъ 1952. Основные черты тектонического строения Китая. Пер. с англ. Изд. ИЛ.
- Худяев И. Е. 1931. Юрские морские отложения в Восточном Забайкалье. Изв. ГГРУ, вып. 39.
- Худяков-Павлов Н. А. 1936. Опыт расчленения гранитоидов на Газимуре (В. Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 20.
- Циммерлинг И. К. 1930. Нерчинкстрой. Цветн. мет., № 3.
- Цинберг М. Н. 1934. По приискам Забайкалья. Сов. золот. № 9—10.
- Чайковский В. К. 1935. Новые данные о геологии центральной части МНР. Пробл. сов. геол., № 1.

- Черкасов А. 1858. Описание действий золотопоисковых партий в конце 1856 и начале 1857 г. в западной части Нерчинского горного округа в Прионовской формации сланцев. Горн. журн., IV, № 10.
- Черник Г. П. 1929. Забытая возможность. Горн. журн., № 5.
- Чернышев В. И. 1930. Эстерии Сибири и Дальнего Востока. Изв. ГГРУ, № 2.
- Чернышева Н. Е. 1953. Находка среднекембрийских трилобитов из бассейна р. Янгуд (Средне-Витимская горная страна). Тр. ВСЕГЕИ, сб. Палеонтология и стратиграфия.
- Чураков А. Н. 1939. Докембрий Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Стратиграфия СССР, т. I, АН СССР.
- Шапиро И. А. 1932. Сретенский графитоносный район. Мин. сырье, № 7—8.
- Шатский Н. С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы, БМОИП, отд. геол., т. X, вып. 34.
- Шатский Н. С. и др. 1952. Тектоническая карта СССР м-ба 1:4 000 000.
- Шафрановский И. И. 1931. Радиоактивный флогопит из района Кир-Кира. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 49.
- Шафрановский И. И. 1938. Кристаллы кварца с Верхне-Ургучанского месторождения (Забайкалье). Тр. Лабор. самоцвет., вып. 4.
- Шахварстова К. А. 1948. Новые данные по геологии юго-западной части Витимского нагорья. БМОИП, геол. сер., т. XXIII (5).
- Шваб Ф. Ф. 1928. Результаты обследования Бальджинской и Верхне-Ононской групп присков. Вест. Геолкома, III, № 1.
- Шейнманн Ю. М. 1927а. Съёмка района оловянного оруденения в Восточном Забайкалье, близ ст. Оловянная Забайкальской ж. д. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг. Л.
- Шейнманн Ю. М. 1927б. Находка мезозойских и палеозойских морских отложений на р. Ононе в Восточном Забайкалье. Вестн. Геолкома, № 2.
- Шейнманн Ю. М. 1927в. О надвигах в Центральном Забайкалье. Вестн. Геолкома, т. 2, № 8—9.
- Шейнманн Ю. М. 1928а. Геологические исследования в окрестностях с. Оловянного в Вост. Забайкалье. Изв. Геолкома, 46, № 10.
- Шейнманн Ю. М. 1928б. О новой находке нижнекаменноугольных отложений (турне) в Восточном Забайкалье. Вестн. Геолкома, т. III, № 9—10.
- Шейнманн Ю. М. 1929. Геологические исследования в Читинском округе ДВК и Агинском аймаке Бурято-Монгольской АССР. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг. Л.
- Шейнманн Ю. М. 1930а. Геологическая съёмка Забайкалья. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сиб., № 1.
- Шейнманн Ю. М. 1930б. К геологии окрестностей Нерчинска. Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сиб., NO.
- Шейнманн Ю. М. 1931а. Геологический очерк с. Улятуй. Тр. ГГРУ, вып. 37.
- Шейнманн Ю. М. 1931б. Геологические исследования в бассейне р. Турги в 1927 г. в В. Забайкалье. Тр. ГГРУ, вып. 37.
- Шейнманн Ю. М. 1931в. Оловянные месторождения Восточного Забайкалья. Росс. и руды, № 4—5.
- Шейнманн Ю. М. 1932. О геологии Забайкалья. За индустриализацию Сов. Востока, № 4.
- Шейнманн Ю. М. 1933. Некоторые черты тектоники юго-восточной Сибири. Пробл. сов. геол. № 2.
- Шейнманн Ю. М. 1934. Результаты съёмочных работ в районе нижнего течения р. Онона и Ингоды. БМОИП нов. сер., отд. геол. т. XII, вып. 3.
- Шейнманн Ю. М. 1935а. О граувакках Забайкалья и северо-восточной Монголии. Пробл. сов. геол., № 1.
- Шейнманн Ю. М. 1935б. Геологический очерк района нижнего течения рек Онона, Ингоды и верховьев Шилки (В. Забайкалье). Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 7. Иркутск.
- Шейнманн Ю. М. 1937. О взаимоотношении варисцид и мезозоя в Забайкалье. Изв. АН СССР, № 1.
- Шейнманн Ю. М. 1946. Циклы складчатости Востока и Запада Евразии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Шефталъ Н. Н. 1937. Включения кристалликов кварца в плавиковом шпате Абагатуйского и Калангуйского месторождений Восточного Забайкалья. Тр. МГРИ, т. VIII.
- Шилин Д. М. 1956. Кварцево-эгириновый гранит-порфир (гродудит) из Агинского р-на В. Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 106, № 1.

- Шинкарев Н. Ф. 1957. Возраст осадочных образований и интрузивных комплексов северо-восточной части Кличкинского хребта в Приаргунье. Бюлл. науч.-техн. информ. МГиОН СССР, № 6 (11).
- Шмидт Ф. Б. 1860. Отчет начальника экспедиции геологических исследований по Амуру. Вестн. РГО, ч. 25, № 2 (1859) и ч. 28, отд. 1.
- Шмидт Ф. Б., Глен П. П. 1868. Исторические отчеты о физико-географических исследованиях. Тр. Сиб. экспед. РГО, Исторические отчеты, физ. отд., т. 1.
- Шолкин К. Д., Ленок Л. Н. 1957. Спасское полиметаллическое месторождение. Тр. ЧГУ, вып. 1.
- Шперк Ф. 1885. Россия Дальнего Востока. Зап. РГО, по общ. геогр., т. XIV.
- Шталь Н. В. 1952. К петрологии мезозойских интрузий Восточного Забайкалья. Тр. ВСЕГЕИ, сб. «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР».
- Штуцер К. И. 1930. Дарасун. Цветн. мет., № 1.
- Щеглов А. Д. 1955. Еще раз к истории изучения геологического строения Восточного Забайкалья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 2.
- Щеглов А. Д. 1956а. Основные геологические закономерности размещения вольфрамовых месторождений в юго-восточном Забайкалье. В кн. Мат. совещ. геол. Восточной Сибири и Дальнего Востока, Чита.
- Щеглов А. Д. 1956б. О некоторых особенностях геологического развития юго-восточного Забайкалья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3.
- Щеглов А. Д. 1956в. О возрасте золоторудных месторождений Зачикойской горной страны. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4.
- Щеглов А. Д. 1956 г. К вопросу о вертикальной зональности некоторых вольфрамовых месторождений Забайкалья. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3.
- Щеглов А. Д. 1957. Основные черты геологии вольфрама в юго-восточном Забайкалье. Бюлл. науч.-техн. информ. МГиОН СССР, № 6.
- Щеглов А. Д. 1958. О низкотемпературных месторождениях вольфрама в Забайкалье. Тр. ЧГУ, вып. 2, Чита.
- Щеглов А. Д. 1959. Главные особенности металлогении южной части Западного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 125, № 4.
- Шукина Е. Н., Соколов Д. С. 1932. О возрасте и генезисе шлякинского конгломерата. БМОИИ, № 3—4.
- Эггер И. 1910. Остракоды рыбных сланцев Турги и Витима в Забайкальской области. Геол. исслед. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., вып. XXIX.
- Эдельштейн Я. С. 1944. Схема тектонического деления Сибири и ДВК, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Эйхвальд Е. 1844, 1846. Полный курс геологических наук преимущественно в отношении к России, ч. I. Ориктогнозия с присовокуплением употребления минералов, ч. II, Геогнозия, СПб.
- Якжин А. А. 1955. Некоторые черты геологической структуры Восточного Забайкалья. Разв. и охрана недр, № 2.
- Ясюкевич С. М., Чумаров В. Я. 1936. К вопросу о добыче олова из Шерловорогских россыпей. В кн. «Сб. научн. тр. № 3. Обогащ. руд. цв. мет., МИЦМИЗ.
- Apercu des explorations géologiques et miniers le long du Transsibérien 1900. Puble par le Combité Geologique de la Russie. Expos. Univ. de 1900 a Paris. Comm. du Chemin de fer Transsib. 200 pp. et 2 cartes St-Petersbourg.
- Bergman I. 1783. Geschwefeltes Zinn aus Sibirien. Grell, Chem. Annalen I, 1784. (Извлечено из Kongl. Vet. Acad. Nya Handl. II. for Ar 1781), то же в Journ. de Physique de Rozier, XXII, Paris.
- Berkey Ch, Morris F. 1927. Geology of Mongolia. Nat. History of Centr. Asia, vol. II, Washington.
- Chang H. C. 1936. On the mesozoic stratigraphy of China. Bulletin of the Geological Society of China, vol. XV, N1.
- Cloos H. 1923. Das Batholitenproblem, Berlin.
- Cottrell, Ch. H. 1846. Sibirien, Nach seiner Naturbeschaffenheit, seinen gesellschaftlichen und politischen Verhältnissen und als Strafcolonie geschildert. Aus dem Englischen übersetzt und mit Anmerkungen begleitet von M. B. Lindau, Dresden und Leipzig.
- De Launau, L. 1909. La metallogenie de l'Asie Russe. Ann. d. mines, XV.
- De Launau, L. 1911. La geologie et les richesses minérales de l'Asie Historique. Industrie Production. Avenir. Metallogénie. Paris.
- Erman A. 1861. Bemerkungen zu den neueren geologische Beobachtungen in dem Nertschinsker Kreise und am Amur. Archiv. f. wiss. Kunde v. Russland. XX, Berlin.
- Georgi J. G. 1775. Bemerkungen einer Reise im Russischen Reich in den Jahren 1772, 1773 und 1774. St.-Petersburg.

- Georgi J. G. Geographisch — physikalische und naturhistorische Beschreibung des Russischen Reiches zur Übersicht bisheriger Kenntnisse von demselben. Königsberg, 1797—1800.
- Gmelin S. G. 1767. Reise durch Sibirien von dem Jahre 1733 bis 1743. Göttingen, 1751—1752. Французское издание. Paris.
- Gmelin S. G. 1768. De glaciae Mariae Ruthenica. Nov. Comment. Ac. Sc. Imp. Petrop. pro. An. 1766 et 1767. Petropoli.
- Gmelin S. G. 1771. Abhandlung vom Russischen Marienglase. Uebersetzt von J. G. Krünitz. Neues Mamburger Magazin, 49 Stück, Leipzig.
- Grabau A. W. 1931. The permian of Mongolia. A report of the permian fauna of the Jsu Hongor limestone of Mongolia and its relations to the permian of the other parts of the world. Natural. History of Central Asia, vol. IV. New-York.
- Gundlach K. 1942. Die tektonische Entwicklung Russisch Ostasiens. Geotektonische Forschungen, Heft 4, Berlin.
- Hermann B. F. J. 1791. Über den petrographischen Charakter und die Erzführung der Daurischen Gebirge. Briefliche Mitteilung an dr. Lorenz Crell. Crell, Chem. Annalen, I.
- Hermann B. F. J. 1792. Über einen Goldschurf und den Schwefelberg im nertschinskischen Gebirge. Crell. Chem. Annalen, I.
- Hermann B. F. J. 1797—1798 und 1801. Mineralogische Reisen in Sibirien vom Jahre 1783 bis 1796. 3 Teile. S.-Petersburg.
- Huang T. K. 1945. On Major tectonic Forms of China. «Geological Memoirs», Ser. A. N. 20. Pehpei National Geological Survey of China.
- Isbrand Everard. 1698. A journal of the embassy from their majesties John and Peter Alexievitz, Emperors of Moscovi etc., oveland into China, through the provinces of Ustingha Siberia, Dauri and the great Tartaty, to Peking, the capital city of the Chinese Empire. By Everard Isbrand their ambassador in the years 1693, 1694 and 1695. Written by Adam Brand, Translated from the original in highdutch, printed at Hamburg 1698. To which is added «Courious observations concerning the products of Russia» by H. W. Ludolf. London 1698, немецкое издание Gamburg.
- Levat E. T.—L' or en Siberie orientale. 1897, 1904. T. I. Transbaikalie, t. II. Province Amourienne. Paris.
- Messerschmidt D. G. 1782. Reise in Daurien im Jahr 1724. Pallar. Neue Nord. Beirage, Bd. III.
- Patrin E. M. 1791a. Notice mineralogique de la Daourie. Observations sur la physique, sur l'histoire naturelle et sur les arts., t. XXXVIII, Mars, Paris.
- Patrin E. M. 1791 b. Suite d'un voyage mineralogique en Daourie. Observations sur la physique, sur l'histoire naturelle et sur les arts. t. XXXVIII, Avril, Paris.
- Patrin E. M. 1791 v. Idée générale de la Sibérie et de ses habitants. Observations sur la physique, sur l'histoire naturelle et sur les arts. t. XXXVIII, Février.
- Patrin E. M. 1795. Beiträge zu einer Oryktographie von Russland und vorzüglich von Sibirien. Neues Bergmännisches Journal, herausgegeben v. Köhler und Hoffman, Bd. I. Freiberg.
- Radde G. 1961. Berichte über Reisen im Süden von Ost-Sibirien imr. Auftrage der Kais. Russ. Geogr. Ges. ausgeführt in den Jahren 1855 bis incl. 1859. Beitr. z. Kennt. d. Russ. Reich von Baer und Helmersen. Bd. 23, mit Atlas, St.—Pet.
- Radde G. 1864—1869. Reisen im Süden von Ostsibirien in den Jahren 1855—1859. Bd. I и II. St.—Pet. 1862. Bd. III. M.
- Razoumowsky G. 1786. Neuentdeoktes phosphorsaures Spiesglas Crell, Chem. Annalen etc., I.
- Renovanz H. 1793. Nachricht über den Baicalit (Schreiben an den Herrn Leibmedicus Brückmann) Crell. Chem. Annalen etc., Bd. II.
- Sage B. G. 1790. Analyse d'une pierre ca.amineraire on mine de zine terrense en masses transparentes, d'un blanc verdâtre de Gazimour en Daourie. Journal de Physique par Rozier., t. XXXVI. (То же в Mem. Ac. Sc. de Paris, Année 1790, Paris, 1797.)
- Sage B. G. 1795. Analyse d'une nouvelle espèce de mine d'antimoine terrense, d'un jaune clair, parsemée de blen martial, de Siberie. Histoire (et Mémoires) de l'Acad. des Sciences de Paris, Année 1787, 4 mem. Paris. 1789. (По-немецки в Crell, Chem. Annalen I.).
- Schmidt, F. 1861. Über geognostische Untersuchungen am Amur. Arch. f. wiss. Kunde v. Russland. ausgeg v. A. Erman., H. 5, Berlin.
- Sievers J. 1796. Briefe aus Sibirien. Pallas, Neue Nord. Beyträge, Bd. VII.
- Sternberg J. 1794. Bemerkungen über den Baikalit. Samml. physical. Aufsätze von. einer Ges. Böhm. Naturforscher, herausgegeben von Mayer, Bd IV, Dresden.

Strahlenberg P. I. 1730. Das Nord und Ostliche Theil von Europa und Asia, in so weit solcher das ganze Russische Reich mit Siberien und der grossen Tatarey in sich begreiffet, in einer historisch-geographische Veschreibung der alten und neuern Leiten und vielen andern unbekanntten vorgestellt. Stokholm, (Английское издание, London, 1738; французское, Amsterdam et Paris, 1757).

Suess Ed. 1901. Das Antlitz der Erde. Praga, Wien, Leipzig, 1883 und 1888, то же.

Wagner. 1793. Beschreibung der Klitschinskischen Gruben, welche in dem nertschinskischen Bergdistrikte 168 Werste von der nertschinskischen Schmelzhütte, nach Mittag Abend zuliegen. Bergmännisches Journal von Köhler und Hoffmann, VI, Freiberg.

Wersilow N. W. 1850. Über das Vorkommen silberhaltigen Bleierze im Nertschinsk-er Bergrevier. Verh. d. K. Russ. Miner. Ges. Jahrg. 1848—1849. St.-Petersburg.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А

Абагайтуй рудник 224
Ага ж.-д. станция, село 306, 413
Ага река 37, 127, 185, 188, 403
Ага-Ингодинский водораздел, между-
речье 306
Ага-Ононское междуречье 393, 413
Агинский национальный округ 42
Агинский степной район (Агинская
степь) аймак 36
Агита река 238, 310
Агуца река 379, 452
Адун-Челон хребет 13, 486, 487
Азиатский материк (Азия) 19, 436
Акатуй село 226, 414
Аксеново-Зиловское ж.-д. станция 47
Аку ключ 237
Акша река 163, 384, 476
Акшинский район 128
Алачакан река 213
Алгачи село, рудник 208, 209, 215
Алгачи падь 209
Алдан река 445
Алдано-Нюкжинский водораздел 83
Александровский Завод село 51, 223
Александровка село 256
Александровская падь 15
Аленгуй река 47, 57, 254, 361, 386
Алеур река 348
Алеурский хребет 37
Алкучанский Говин падь 261
Алтай 144
Алтан село 255
Алтача река, падь 11, 115
Амазар ж.-д. станция 16
Амазар река 55, 340, 345, 349
Аматкач река 238
Амур река 13, 37, 225, 454, 465, 478, 487
Амуро-Якутская магистраль 83
Амурская область 31, 90, 192
Ангара река 11, 290
Англия 144
Антя падь 204
Апсар река 232, 233
Арбагар река, падь 302
Аргунь река 12, 14, 30, 36, 37, 38, 48,
52, 55, 93, 111, 123, 195, 228, 229, 408,
409, 465, 486
Аргунский хребет 222, 398, 428
Ареда речка 190, 191
Арея река 246, 247, 383
Аркия река 125, 396

Артемьевка падь 115
Аршанка река 255
Аса (Аца) река 153, 362
Аса-Чикойский водораздел 154
Асакан река 156, 362
Асаканский голец 453
Асинский хребет 453
Ахта хребет 376
Ашинга река 451

Б

Бадаково деревня 187
Базаново село 183, 226
Байкал озеро 37, 478
Байкальская горная страна, область, на-
горье 81, 82, 436, 442
Байхор село 49
Байцехан падь 187
Барун-Торей озеро 38
Барун-Цохондо 311
Бахтарнак река 331, 333
Беклемишевские озера 39, 53, 184
Белая Грива гора 154
Белектуй река, падь 172, 199
Белектуйский район 166
Белегуй падь 112
Белый Урюм река 307, 351
Березовка поселок 116
Берея река, падь 123, 167, 380, 449
Битуй река 386
Бичектуй падь 190
Благодатский поселок 109, 132
Благодатская гора 117, 143
Ближний Гомор река 165
Блудная (Хилокосон) река 151, 246, 247,
249, 351, 355
Богача-Цаган-Нор. озеро 229
Богодушиха река 163
Большой Зерентуй падь 289
Большая Икабия река 71
Большой Коруи падь 219
Большая Кулинда река, падь 6, 17, 136
Большая Ланкоя падь 220
Большая Ланская падь 125
Большое Леприндо озеро 38
Большой Осиновый ключ (приток
р. Янгуда) 81
Большая Падра река 80
Большая Тора река 62, 319
Большой Тянкар ключ 62
Большая Харюлгата река 161
Большой Хинган хребет 37

Борзинский район 17, 166, 402, 455, 456
 Борзинское озеро 39
 Борзя река 36, 37, 48, 51, 56, 112, 225, 426, 451
 Борзя ж.-д. станция 167
 Боровское село 216
 Бородиха падь 172
 Борозян гора, голец 47, 153
 Боршочный хребет, краж 27, 36, 131, 276, 278, 279, 393, 396, 405, 411, 447, 462, 467
 Бохто село 414, 467
 Боямша падь 426
 Брус гора 237
 Бугутур падь 289
 Будюмкан река 123, 449
 Буй река 355
 Букачача поселок 238
 Букукун поселок 253, 452
 Букукун река 381
 Буддурутуй падь 213
 Булунда ключ 64, 79
 Бургай река 64
 Буренский бассейн 236
 Буркал-Шебегуйский голец 153
 Бурпал хребет 328
 Бурхайский ключ 62
 Бурятская АССР 31, 73, 80, 100, 186, 329, 333, 335, 373
 Бурятская ж.-д. станция 188
 Бутун ключ 77
 Былыра река 363, 380, 476
 Бырка село 112, 449
 Бырка река, падь 260, 351
 Бырца река, падь 380, 387
 Быстрая река 118

В

Вакота река 339
 Васильевский хутор, село 259
 Вересова гора 142
 Верхне-Амурский район 51, 347
 Верхне-Гирюнино село 199, 204
 Верхний Калгукан село 113
 Верхний Нарын село 256
 Верхнее Приамурье 456
 Верхний Удокан река 327
 Верхний Укокан река 64, 69
 Верхне-Урюмканский район 404, 407, 408, 431
 Верхоянский хребет 179
 Верхоянско-Колымская область 169
 Витим река 16, 26, 31, 33, 37, 38, 55, 80, 81, 84, 233, 238, 255, 306, 312, 335, 340, 434, 481
 Витимо-Нерчинский водораздел, между-речье 344
 Витимо-Нерчинский хребет 34
 Витимо-Олекминское междуручье 16, 339
 Витимское плоскогорье 482
 Воскресенская река, падь 126, 402
 Восточное Забайкалье 8, 9, 15, 20, 22, 25, 28, 29, 30, 31, 36, 55, 57, 58, 88, 93, 108, 117, 128, 131, 184, 186, 193, 197, 219, 222, 225, 227, 228, 229, 232,

242, 253, 275, 279, 285, 315, 316, 349, 368, 373, 390, 393, 397, 400, 401, 402, 403, 404, 405, 407, 408, 409, 421, 423, 429, 430, 433, 434, 444, 459, 460, 462, 465, 487, 492, 494
 Восточная Монголия 163
 Восточная Сибирь 28, 31, 445, 479
 Восточное Прибайкалье 65
 Выезжая река 355

Г

Газимур река 11, 13, 16, 18, 37, 48, 51, 93, 193, 219, 285, 396, 449, 451, 455
 Газимурозаводский район 19, 21, 29, 97, 108, 111, 123, 316, 393, 401, 403, 404, 405, 409, 428, 492
 Газимурский Завод село 18, 48, 49, 51, 93, 195, 196, 204, 225, 226, 460, 461, 467
 Газимуро-Ононский хребет 36
 Газимуро-Удинское междуручье 49
 Газимурский хребет 37, 123
 Газимуро-Урюмканский водораздел 123, 185
 Газулутый река 452
 Гангата падь 289
 Гарека река 247
 Гарекаан село 249
 Георгиевское (Георгиевка) село 109, 131
 Гидари падь 289
 Гидаринский Зерентуй падь 289
 Гильой река 84
 Гладчиха падь 192
 Гобзякит река 342
 Горбица река 15, 399
 Горбица село 124, 219, 396
 Горбуновка поселок 282
 Горбылок река 73, 330
 Горки ключ 73, 327
 Горный Зерентуй поселок 115
 Государева падь 17
 Гренландия 179
 Грехнево село 156, 358
 Грязная падь 117
 Гуджиртай озеро 39
 Гули река 345
 Гунгунджа река 215, 422
 Гурбанжа поселок 209, 213
 Гутай деревня 156, 163, 357
 Гутай река 152, 383, 455

Д

Давачанда ключ (приток р. Нижней Талои) 101
 Давенда река 15
 Далай-Нор озеро 486
 Далбыркей падь 213
 Дальний Восток 230
 Дальняя Бырка падь 396
 Дарасун курорт, село 187, 358, 385, 403, 464
 Дарасун река 13
 Даурия ж.-д. станция 167

Даурский хребет 35, 36, 253, 254, 379,
384, 445, 465
Дая река 271, 430
Делюн-Уранский хребет 442
Дербул река 361, 362
Дес река 349
Дешулан река 163
Джалинда ж.-д. станция 16
Джаниджак река 61, 345
Джалиро-Тунгирский хребет 34
Джелинда река 106, 328
Джида река 186, 409
Джила река 152, 363
Диктанда река 289
Долгакыча падь 289
Должино деревня 358
Должино село 156
Доно село 29, 48
Донинская Борзя река 112, 272, 427,
467
Досатуй поселок 145
Дурулгуй река 229
Дучары поселок 430
Душенная падь 220
Дырбылкейского падь 118
Дыренская какталга падь 124, 427
Дюган река 289

Е

Европа 138
Егье река 140
Елизаветино село 255
Ельничная падь 399
Емурчен река 233
Енисей река 478
Епифанцевский поселок 192
Ералга река 414

Ж

Желтуга река 15
Жидка поселок 278
Жилка река 187
Жилхоша река 167

З

Забайкалье 11, 13, 28, 29, 34, 167, 185,
192, 227, 229, 232, 278, 359, 445, 447, 459,
478, 492
Завитая деревня 184, 189
Заганский хребет 150, 282, 351
Загдача падь 355, 447
Западная Европа 436
Западная Сибирь 39, 121
Западное Забайкалье 157, 166, 410
Западное Прибайкалье 82
Запокровский рудник, поселок 217, 227,
396, 406, 424, 430
Зачкойская горная страна 155, 360,
361, 369
Зашулан река 154
Зерен поселок 123
Зола река 120
Зилово ж.-д. станция 228

Золотой ключ 75
Золотой Лог река 15
Золотоноша село 50, 180, 402, 409
Зугулай река 167
Зун-Агуцакан падь 311
Зун-Неметей река 372, 375
Зун-Торей озеро 38
Зун-Хамгарук падь 311

И

Или река 187
Илистый падь 172
Ильдижан река 17, 123, 140
Икабьекан река 60
Икэ озеро 229
Имангро река 59, 338
Ингода река 21, 31, 37, 38, 47, 52, 93,
152, 185, 188, 228, 246, 247, 249, 255,
355, 361, 377, 381, 388, 414, 454, 464
Ингодино-Хилокский водораздел, между-
речье 52
Иномакит река 321, 339
Иргень озеро 249, 372
Иркутская область 31
Ишинканский поселок 53, 278

К

Кавыкта (Амазарская) река 345
Кадаинский район 114
Кадаинский рудник 113
Кадая поселок 408
Казаково поселок 306
Калакан река 37, 55, 233, 340
Калакан поселок 306
Калакано-Витимский район 232
Калакано-Олекминский водораздел 84
Калар река 19, 37, 38, 184, 237, 310, 320,
437, 492
Каларо-Калаканский водораздел 84, 341
Каларский район 42
Каларский хребет 31, 32, 38, 72, 480
Калга село 113, 218
Каменка падь 304
Кангил река, падь 49, 167
Караксар поселок 305
Каренга река 35, 37, 46, 55, 84, 183, 233,
340, 346, 347
Карымский район 42
Карымская ж.-д. станция 44, 93
Катаево поселок 354
Катанца река 153
Катугин река 72
Кедровник гора 407
Кемен река 328
Кенон озеро 39
Кетямьята река 310
Кижинга река 255
Килга поселок 282
Киляна река 73, 80, 101, 329, 336, 442
Кинкия падь 172
Киркун река 49, 161, 475
Кислый Ключ деревня 396

Китай (КНР) 36, 229, 232
 Кличка поселок, рудник 13, 111, 217, 424, 449
 Кличкинский хребет 217, 224, 396, 398, 405, 408, 487
 Ключевая падь 146
 Ключи рудник 15
 Кодарский (Кодар) хребет 31, 32, 38, 184, 232, 233, 236, 319, 325, 442, 480
 Кокертай поселок 304
 Колтуй гора 111
 Колыма река 179
 Кокуй поселок 303
 Кокуй II село 216, 308
 Копечакель река 237
 Копри река 85, 342
 Корея 232, 239
 Костромиха река 15
 Котиха падь 18
 Краснояроро село 183, 216, 397, 407, 422
 Красные Борзишки село 273
 Красный Чикой село 163, 250, 357, 374
 Кропоткина гора 240
 Кручина река 22, 295, 343, 361, 368
 Кручина-Ингодинское междуречье 295
 Ксеневская ж.-д. станция 15, 47
 Куанда (Конда) река 324
 Кубухай поселок, село 36, 141, 413
 Кудача-Мала река 79, 322, 439
 Кужертай падь 446
 Кукульбейский хребет 18, 167, 289, 316, 422, 428, 496
 Кулинда село 253
 Кулрукта река 375
 Култума поселок 183, 414, 460, 461
 Култуминский завод 18
 Култушная река 46, 68, 323
 Куналей река 153, 361, 453
 Кундой падь 172
 Куниканский поселок 53
 Купряково село 222, 407
 Куренга река 51, 185, 195, 282, 305, 396, 405
 Курлея падь 124
 Курлыч река 12, 192, 268
 Курулга река 380, 384
 Курунзулай поселок 466
 Курунзулайский перевал 200
 Кутомарский хребет 407
 Кучугай падь 220
 Куэнга ж.-д. станция, поселок 17, 166, 189, 304, 455, 458
 Куэнга река 47, 184, 228, 242
 Кыра поселок 36, 253, 254
 Кыра река 37, 162, 380
 Кыра-Ононское междуречье 166
 Кыринский район 128, 455, 456
 Кыдым хребет 446

Л

Лабиха падь 449
 Лена река 11, 37, 478
 Леприндокан озеро 38
 Лугокан падь 126

М

Маккавеево ж.-д. станция 256
 Макарова деревня 141
 Маклакан река 306
 Малая Кудеча падь 15
 Малая Кулинда река 137
 Малая Култушная река 321
 Малая Ланская падь 125
 Малая Падора (Малая Падра) река 80, 333
 Малая Тора река 95, 338
 Малый Чиндагатай река 213
 Малая Яхра река 309
 Малета река 150, 355, 356, 369, 388
 Малое Леприндо озеро 38
 Малханский хребет 46, 55, 150, 346, 351, 355, 356, 357, 383, 448, 483
 Мальцевско-Килгинский рудник 115
 Мамакан река 100
 Манзурка падь 116
 Мантэ гора 403
 Маньчжурия 460
 Маргинтуй поселок 455
 Маректа падь 204
 Марикикан река 313
 Мармачи река 237
 Матакан река, падь 192, 304
 Мацевская ж.-д. станция 224
 Маяки деревня 187
 Менза река 18, 49, 153, 361, 362, 390
 Мергень река 49, 148, 153, 361, 368, 379
 Мистурная падь 19, 136
 Михайловка село 113
 Михайловский* поселок 445, 469
 Могзон ж.-д. станция, поселок 250, 387, 390
 Могойтуйский район 185
 Могойтуйский хребет 189
 Мокла река 85, 342
 Моклакан река 86
 Мокрый Кумах-Улах река 105
 Монастырская падь 116
 Монголия (МНР) 20, 36, 128, 167, 229, 421, 456, 482, 486
 Мордой село 254
 Мордойский район 228
 Мотогор река 271, 485
 Мошегда село 396
 Мульдай-Будюмканский водораздел 124
 Мунгача река 11
 Мунжея река 200
 Мускунах ключ 233
 Муя река 61
 Мыглыя река 192

Н

Назарова падь 303
 Назаровский поселок 118
 Намаракит озеро 38
 Намингу река 76
 Нарасун село 255
 Наря озеро 310
 Нерча река 35, 37, 46, 47, 52, 55, 84, 184, 233, 242, 270, 282, 344, 348
 Нерчинск город 39, 131, 190
 Нерчинская Даурия 11

Нерчинские рудники 12, 13
 Нерчинский горный округ 12, 13, 14, 15
 Нерчинский Завод поселок 50, 93, 111,
 182, 227, 396, 398, 424, 430, 449, 469
 Нерчинский хребет 167
 Нерчинскозаводский район 109, 455
 Нерчинско-Олекминский хребет 34
 Нерчуган река 238, 347
 Нижне-Ингодинский район 185
 Нижний Орлов река 331
 Нижняя Бадакова падь 187
 Нижняя Верея село 118, 143
 Нижняя Куэнга поселок 192
 Никишиха река 346
 Николаевка село 183, 214, 226
 Никольская падь 399, 400, 402
 Ничатка озеро 38, 104, 323, 338, 439,
 481, 493
 Нилхися (приток р. Витима) 88
 Новый Цурухайтуй село 92, 263
 Нылга река 289
 Нюкжа река 16, 84, 348, 349

О

Озерная падь 289
 Олдонда река 199
 Олекма река 13, 16, 19, 26, 31, 37, 38,
 46, 52, 59, 84, 106—108, 237, 306, 307,
 309, 338, 339, 344, 434, 481
 Олекминский Становик хребет 32, 33,
 483
 Олекмо-Витимская горная страна 9, 14,
 31, 36, 59, 73, 81, 83, 100, 104, 184,
 232, 237, 242, 316, 318, 320, 321, 323,
 329, 335, 336, 338, 339, 346, 348, 350,
 434, 435, 436, 438, 439, 442, 490, 492
 Олекмо-Каларское междуречье, водораз-
 дел 88, 345, 349
 Олекмо-Каларский район 310
 Олекмо-Моклаканское междуречье 85,
 307
 Олекмо-Тунгирский водораздел 84, 86,
 307
 Олекмо-Тунги́ро-Нюкжинский водораз-
 дел 86
 Оленгуй река 152, 156, 255
 Олентуй река 187
 Олов река 228
 Оловянная ж.-д. станция 36, 51, 137,
 261, 413, 469
 Оловянинский район 42
 Олочи село 262
 Ондруча падь 144
 Онон река 19, 36, 37, 38, 49, 52, 56, 127,
 166, 188, 195, 225, 228, 285, 288, 403,
 413, 451, 455
 Онон-Борзя село 195, 196, 199, 201, 226,
 466
 Орокту́ча река 201
 Орон озеро 68, 323
 Ортинка река 163, 454
 Орт-Уря́х (Орт-Юря́х) река 69
 Островки деревня 302
 Отпор ж.-д. станция (Забайкальск) 48,
 52
 Охотско-Колымский край 179

П

Падрокан ключ 336
 Парамы река 67
 Патрино село 93
 Петровск-Забайкальский город 150, 448
 Петровско-Заводский район 43
 Покровка село 217
 Поперечный Зерентуй падь 299
 Правый Бутун ключ (бассейн р. Чет-
 канды) 76
 Правый Мамакан река 100, 337
 Приаргунье 28, 29, 43, 50, 97, 108, 118,
 123, 131, 184, 229, 316, 393, 405, 424,
 446, 455, 494
 Прибайкалье 65, 82, 479
 Пришилкинский район 56
 Пятно река 237

С

Савво-Борзя село 273
 Саку река 338, 443
 Сакукан река (приток р. Б. Икабия) 72
 Сакукан ключ (бассейн р. Калара) 327
 Самокут река 443
 Сатый ключ 73
 Северная Америка (США) 136, 138
 Северо-Байкальское нагорье 82
 Северная (Северо-Восточная) Монголия
 157, 456, 465, 497,
 Северо-Муйский хребет 330, 334, 442,
 443, 480
 Седловский район 421
 Селенга река 482
 Семен падь 256
 Сен река 95, 105
 Сенкоку́ча река, падь 51, 207, 283
 Серебрянка река 446
 Серный Ильдикан река 424
 Сибирь 11, 20
 Сивачи падь 196
 Сивачухан падь (приток р. Шилки) 125
 Сиволухта река 237
 Слюнда река 238, 312
 Слюдянка падь 189
 Советский Союз (СССР) 25, 262
 Сокту́й Милозан село 111, 224, 449
 Сокту́й разъезд 172
 Соловьевск ж.-д. станция, город 452
 Сосновка река, падь 192, 201
 Сохондо ж.-д. станция 248, 451
 Сохондо гольц (гольцы) 310, 311, 377,
 380, 465
 Спокойный рудник 403
 Средне-Витимская горная страна (район
 Среднего Витима) 54, 104
 Средний Калар село 237
 Средняя Кулинда река 137
 Средний Мамакан река 100
 Средний Удокан река 327
 Средний Укокан река 232
 Сретенск город 38, 88, 93, 185, 270, 308,
 393, 464
 Становик хребет 386
 Становой хребет 60, 340, 485

Сукоканыр река (приток р. Большой Торы) 62
 Сухая Антия падь 204
 Сухая падь (приток р. Арбагар) 295, 303
 Сухая падь (приток р. Верхнего Гогол-тая) 304
 Сухой Газимур река 212
 Сухой Кумах-Улах река 105
 Сыпчугур падь 386
 Сыгыхта (Сыгыкта) река 46, 323, 439
 Сьюлбан река 46, 55, 324, 326, 439

Т

Таймыр полуостров 179
 Тайна река 120
 Таксима река 61
 Талакан река 108, 233
 Талангуй река 56, 195, 196, 201, 226
 Талача река 22
 Талая река 324
 Талман-Борзя село 449
 Таменга падь 204
 Тамчека падь 124
 Танга село 249
 Тарбальджей поселок 386
 Тарм озеро 249
 Телембинская падь 284
 Тихий океан 439, 491
 Токко река 59, 106
 Торго река 105
 Торейские озера (Зун-Торей и Барун-Торей) 48, 54, 165, 229, 279, 432, 474, 486
 Тостур река 237
 Трубачево село 428
 Тугнуй река 190
 Тугнуйский хребет, горы 167
 Тулдуни река 61
 Тунгир река 16, 26, 37, 38, 52, 184, 201, 232, 307, 343, 345
 Тунгиркан река 237
 Тунгино-Бугорыхтынское междуречье 307
 Тунгино-Олекминский район 42
 Тунгино-Шилкинский водораздел 84
 Тунгокочен село 47
 Тунгокоченский район 42
 Тундак река 237
 Туник поселок 237
 Тура река 183, 185, 187, 195, 196, 208, 415
 Турга село 3, 56, 199, 226
 Турга река 183
 Туркестан 144
 Туров река 51, 207
 Тутхалтуй река, падь 289
 Тыргетуй поселок 187
 Тырын село 387, 452
 Тырын река 312, 387

У

Уакит река 73, 80, 330
 Угольный ключ 233, 234
 Уда река 35

Удоканский (Удокан) хребет 31, 32, 38, 233, 321, 325, 439, 442, 480
 Уксака падь 289
 Улейгич река 123
 Улеты поселок 454
 Улетовский район 43
 Ульдурга река 343, 368
 Улягуй село 195, 207
 Унгадай падь 168, 173
 Унго река 150, 249, 351, 388
 Унда река 13, 37, 51, 52, 56, 183, 185, 195, 222, 282, 285, 430, 462, 494
 Ундино-Шилкинское междуречье, водораздел 315, 401, 404
 Ундурга река 141, 185, 347
 Урал 178
 Урей река 53
 Урка река 348
 Уров река 19, 37, 48, 52, 271, 401, 431, 485
 Урулга река 22
 Урулюнгуй река 37, 51, 56, 111, 446
 Урулюнгуйский район 228
 Урюмкан река 16, 19, 21, 53, 93, 123, 184, 271, 290, 393, 401, 405, 449, 465, 485, 492
 Урюмканский хребет 37
 Уса-Ту-Хила река 306
 Усколь река 310
 Усть-Борзя село 129
 Усть-Жуя поселок 437
 Усть-Карск (Усть-Кара) поселок 225, 288
 Усть-Ницигун поселок 189
 Усть-Ононский район 185
 Усть-Серебрянка поселок 91, 446
 Усть-Тасуркай село 265
 Усть-Уров село 21, 142
 Усть-Черная село 399
 Уткнна Сопка гора 209
 Уюгли река 46, 84

Х

Хабаровский край 192
 Хадабулак ж.-д. станция 129, 487
 Хадыхатан река 237
 Хангарук река 452
 Хани река 59, 338
 Хапчеранга поселок 465
 Хапчерангинский район 387
 Хара-Нор озеро 167
 Хара-Шабир река, падь 167
 Харабацан падь 189
 Харанор ж.-д. станция 172
 Харюлгата река 247
 Харюлгата (Большая и Малая) реки 383
 Хила река 47, 55, 387
 Хилкосон (Блудная) река 383, 448
 Хилок река 35, 37, 38, 47, 150, 185, 228, 246, 250, 373, 375, 377, 388
 Хилок-Ингодинское междуречье 150, 356, 369
 Хилюк-Чикайское междуречье 150
 Хилокский район 43
 Хильгандо река (приток р. Сьюлбан) 75

Холодникан река 345
Хонин-Чулун голец, гольцовая группа,
гольцы 379, 380, 476, 481
Хохотуй ж.-д. станция 246
Худун (Худук) река 351, 372

Ц

Цаган-Золотой река 111
Цаган-Нор озеро 39, 229, 486
Цаган-Хуртэйский хребет 35, 55, 149,
150, 346, 355, 357, 369, 375, 376, 448,
483
Центральное Забайкалье 8, 9, 18, 29, 30,
31, 34, 36, 49, 55, 57, 58, 95, 97, 152,
166, 167, 184, 186, 228, 232, 243, 250,
315, 316, 351, 354, 358, 373, 379, 387,
388, 389, 390, 410, 435, 446, 447, 449,
451, 459, 494, 495
Центральная Азия 17
Цибитуй (нижний и верхний) река 151
Цугольский Дацан село 139

Ч

Чалбучи поселок 282
Чалбучи-Килга село 23
Чара река 37, 59, 104, 319
Чаро-Токкинский водораздел 46, 104
Чача река 410, 455, 458
Чашино-Ильдикан село 227, 273
Чаянгро река 67
Челолека река 100, 101, 333
Ченча река 328
Черная река 37, 124, 347
Черный Жепхес река 375
Черный Урюм река 347, 348
Черомная река 345
Черского хребет 32, 35, 152, 254, 384,
386, 476, 483
Четканда озеро 60
Четканда река 235
Чикой река 19, 21, 37, 38, 52, 228, 250,
284, 355, 362, 374, 377, 379, 381, 388,
445, 454
Чикой-Ингодинская (Чикойская) горная
страна 35, 48, 52, 358
Чикой-Ингодинский водораздел 46
Чикойский голец 34, 481
Чикой-Хилокское междуречье 369
Чикокон река 155, 361, 377, 453
Чикоконский хребет 364
Чина река 321
Чингильтуй село 217, 469
Чиндагатай село 213, 426
Чиндагатай река 213, 426
Чиндант озеро 163, 167
Чирон река; падь 49, 167, 189
Чита город 25, 56, 247, 284
Чита (Читинка) река 47, 55, 151, 247,
340, 346
Читинская область 56, 57, 95, 99, 185,
192, 228, 232, 278, 307, 311, 313, 314,
315, 331, 336, 339, 341, 346, 348, 374,
434, 456, 465, 478, 483, 488, 489, 493,
498

Читинские (Беклемишевские) озера 38
Читинский экономический район 42
Читинский район 43
Чичатка река 348
Чуга река 60
Чупино село 111, 217
Чупрово село 218

Ш

Шалота-Торум гора 413
Шальдемар река 124
Шаманка гора 209
Шара село 213, 272
Шаракан село 272
Шарасун село 118
Шахтама поселок 461
Шахтама река 140
Шахтаминский район 42, 408
Шеварский голец 481
Шелопугино село 195, 206, 225
Шерлова Гора поселок 13, 412, 486,
Шевия гора 407
Шевия падь 204
Шилка река 12, 16, 30, 31, 36, 52, 55,
93, 111, 123, 190, 219, 225, 228, 229,
282, 285, 339, 344, 396, 406, 408, 464,
465, 494
Шилкинский Завод поселок 123, 195, 207,
225, 393, 396
Шилкинский район 15, 42
Шилкинский хребет 37
Шилко-Аргунское междуречье 53, 317,
408, 410, 478, 485
Шилко-Олекминское междуречье 57
Шилко-Ундинское междуречье 393, 411,
451
Шимбелик село 388
Шимбелик река 150, 163
Шира падь 119
Широкая река 157, 453
Шуругучи падь 147, 402

Э

Эймнах река 233, 338, 339
Энгорок река 448
Эрмана (Пограничный) хребет 36, 386
Эсутай голец 453

Ю

Южная Монголия 178, 497
Южно-Муйский хребет 61, 330, 334, 442,
480
Южное Приморье 179
Юмурчен река 238, 312, 346

Я

Яблоновая ж.-д. станция 50
Яблоновый хребет 149, 150, 152, 247,
254, 354, 355, 356, 383, 384, 448, 451,
454, 465, 483
Явленское село 114, 116, 465
Ямаровка курорт 250
Янканский хребет 32
Янгуд река 81, 100, 335, 336, 442
Япония 233

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

- Агинская свита 127, 141
Агинский массив 58, 222, 273, 435, 459, 475
Агинский тип разреза 97, 108
Агинское палеозойское поле 9, 30, 48, 49, 95, 99, 108, 137, 157, 167, 185, 315, 379, 393, 403, 405, 411, 412, 447, 451, 454, 458, 463, 493
Агинское поднятие 28, 128
Агуцинская свита 160
Адун-Челонский массив 413
Акатуевская свита 209, 213, 214
Акатуевский шток 429
Алгачинская антиклиналь 466
Алгачинско-Кутомарская антиклиналь 465
Алданский комплекс 338, 437
Алданский щит, плита, массив 59, 85, 95, 107, 434
Александрово-Заводская синклиналь 428
Александрово-Заводская группа штоков 57, 473
Александровская свита 73
Аленгуйская депрессия 253, 255
Анангская свита 82
Алгачинская свита 109, 112, 114—115
Амананский массив 348
Амуджикано-Шахтаминский комплекс 349
Арбагаро-Холбонская впадина 228
Арбагаро-Холбонское месторождение 228
Арбагарская впадина 283, 294
Арбагарский осадочный комплекс 264
Арбагарское месторождение 43
Аргалейская свита 141
Аргунская депрессия 257, 261
Аргунская формация 268, 473
Аргунский тип разреза 108
Арейская впадина 476
Аркинская свита 19
Артемьевская антиклиналь 449
Арычирский массив 456
Асакан-Шумиловский комплекс 317, 378
Асинская интрузия, комплекс, гранитоиды 362
Асинский антиклинорий 453
Аунакитская свита 82
Аянская свита 70, 81

Б

- Бадинская депрессия, впадина 246, 476
Базановские конгломераты, свита 209, 211, 213, 214, 216
Байкальская геосинклиальная система 439
Байкальская складчатая зона 441
Байкальское сводовое поднятие 479
Балейская депрессия, впадина 53, 285, 474
Балейское месторождение 18
Бальджиканская депрессия 253
Бальджиканская свита 154
Бальзинская депрессия 284, 481
Балектуйская свита 171
Белухинский плутон 465
Белухинское (Белуха) месторождение 421
Березовское месторождение 257, 262, 263, 430
Беринская свита 171
Благодатская свита 115
Борзинская серия, свита 128, 172
Борзинско-Газимурская синклиналь 465, 466, 467
Борзинское пермское поле 49, 167, 173, 456
Боруяхская свита 69, 70
Борщовочный антиклиналь, антиклинорий 28, 93, 463
Борщовочный массив 411
Борщовочный комплекс 411
Бохтинская свита 209, 212, 213, 214, 216
Боямшинский шток 429
Бугданское месторождение 423, 428
Бугунтуевский массив 413
Букачачинская свита 229, 238
Букачачинское месторождение 43, 238
Букукунская депрессия, впадина 53, 475
Букуканская свита 384
Букукинское месторождение (Букука) 421
Бутунская свита 73
Быринская свита 254, 386
Быстринская свита 111, 113
Быстринский шток 422
Быстринское месторождение 21

В
Вачская свита 82
Верхнеамурская синклинальная зона, прогиб 58, 459, 465

Верхнегазмурская свита 199, 200, 209, 212, 213, 214

Верхнекаларская котловина 33
Верхнекеменская свита 107
Верхнеталаканская свита 236
Верхнечарская котловина 32, 33, 311
Верхнечикойская свита 154
Верхняя падроканская свита 102
Верхояно-Колымская геосинклинальная область 497

Витимо-Муйская структурно-фациальная зона 73, 314, 329, 334, 439, 440, 491

Витимо-Муйская серия 60
Витимская интрузия, комплекс, гранитоиды 81, 336, 492

Витимо-Селенгинская депрессия 479
Воскресенское месторождение 155
Восточно-Гобийская котловина, депрессия 487

Восточно-Забайкальская геосинклинальная система 460, 464, 469

Восточно-Забайкальская депрессия, синклиний, прогиб 26, 479, 500

Г

Газимуро-Урюмканские поднятия 58, 184, 317, 459, 460, 461, 462, 464

Газимурская антиклиналь 432
Газимурская синклиналь 215

Годойская интрузия 427, 428, 464
Голоустенская свита 91

Горбылокская серия 82
Горхонская интрузия 412

Гукитская свита 104
Гусинозерская депрессия 186

Гутайская свита 166, 367
Гутайское (Чикойское), месторождение 18

Д

Данская синклиналь 427, 473
Даурская антиклинорная структура 475

Даурская зона складчатости 58, 148, 157, 251, 253, 315, 317, 355, 359, 377, 389, 454

Даурский интрузивный комплекс, интрузия, гранитоиды 362, 369

Даурское сводовое поднятие 479
Делюнское месторождение 268

Джаргалантуйская свита 253, 254, 384
Желтулинская серия, свита 85

Джида-Хилокская серия 185, 186
Дикимдинская свита 107

Догадлынская свита 82
Донинская мульда 473

Дульдургинский массив 413
Дуралейская впадина 294

Дуроевское месторождение 14
Дурулгуевский массив 413

Е

Евграфовское месторождение 15
Евдокие-Васильевское месторождение 15

Енюкинская свита 87

Ж

Железный кряж месторождение 20, 409, 496

Жербинская свита 105
Жиндоконская свита 174, 375

З

Завитинские прииски 12
Запокровский шток, массив, интрузия 424, 432

Запокровско-Михайловская антиклиналь 449

Заурулонгуевская зона 461, 462
Заурулонгуевский массив 55

Зачикойская зона складчатости 58, 99, 148, 152, 153, 315, 317, 358, 359, 377, 389, 435, 475

Зиловская впадина 307
Зун-Ундурский массив 413

Зуткулейская свита 142
Зюльзинская депрессия 242, 279

И

Иенгрская серия Алдана 66
Икабийская свита 70, 81

Икабьеканский плутон 325
Ильдиканская свита 119, 135

Ильдиканская группа месторождений, месторождение 119

Ингодинская свита 162
Ингодинская депрессия, впадина, котловина 39, 228, 243, 244, 247, 248, 249, 475, 476, 481, 483

Ингодинская интрузия, массив 361
Ингодинско-Унгинская депрессия 476

Инномакитский плутон 325
Иньрская свита 71, 81

Иргенская (Беклемишевская) впадина, депрессия 248, 476

К

Кадаинская интрузия, массив 113, 114, 406, 408

Кадаинский разрез 114
Кадаинское месторождение 20

Казанка свита 100
Какталгинская свита 125

Какталгинское известняковое поле 125
Каларо-Олекминский плутон, массив 321

Каларская депрессия, впадина 57, 95, 104, 107, 232, 434, 441, 442, 480, 493

Каларский комплекс 315, 320
Каларский плутон 325, 326

Калганская мульда 217
Калганская свита 217

Калганская синклиналь 426, 468
Каменский разрез 286

Капчил месторождение 424
Каргантуйский шток 429

Кедровский массив 333
Кеменский плутон 325, 326, 328

Кличкинская синклиналь 473
 Кличкинские штоки 426, 432
 Кличкинский массив 406
 Кодаро-Удоканская структурно-фашиальная зона 57, 79, 81, 320, 321, 325, 439
 Кодарский комплекс 315
 Кодарский плутон 325, 326
 Кондуевский массив 418, 460
 Куандинская впадина 480
 Куандинский комплекс 315, 322, 324
 Кудиканское месторождение 423
 Кузнецовские увалы, депрессия 244
 Кукульбейская антиклиналь 465
 Кулиндинская депрессия, впадина 253, 386
 Кулиндинские приски 12, 119
 Култуминская группа месторождений 18
 Кумахулакская свита 105
 Куналейский синклиорий 453
 Кундойская свита 171, 172
 Куренгинский массив 423
 Кутинское месторождение 275
 Кутомарская антиклиналь 467
 Кутомарский массив 50, 400, 401, 402, 406
 Кыринский комплекс 317, 379, 380
 Кыринский массив 456
 Кыринский синклиорий 456

Л

Любавинская россыпь 13

М

Макаровская интрузия 413
 Макаровская свита 141
 Малетинская впадина 476
 Малетинская интрузия 355
 Малханский интрузивный комплекс 151, 354
 Малханский метаморфический комплекс 97, 150, 354, 447
 Мамаканская толща 104
 Мамская серия 81
 Мирсановский разрез 242
 Могзонская впадина 476
 Могойтуйская свита 127
 Монголо-Амурский геосинклинальный пояс 23, 444
 Монголо-Забайкальская геосинклинальная система, прогиб 455, 497
 Монголо-Охотская складчатая область 193
 Монголо-Охотский пояс 445
 Мордойское месторождение 43, 254
 Моррисон формация Северной Америки 22
 Морские отложения, фации (морская юра) 195, 196, 197, 201, 204
 Муйская впадина 480
 Муйская глыба архея 437, 492
 Муйская серия, комплекс 60, 79, 336, 439

Муйское землетрясение 481
 Муйско-Кондинская котловина 33
 Муйско-Сюльбанская депрессия 442
 Мулинская синклиналь 473
 Мулинский шток 429

Н

Намингу свита 77
 «Немой палеозой» толща 89
 Нерчинская формация 131
 Нерчинскозаводская карбонатная толща, свита 113—116, 131
 Нерчинскозаводский антиклиорий 448
 Нерчинскозаводский комплекс 428
 Нерчинскозаводско-Явленская синклиналь 449
 Нерчуганская депрессия 228, 240
 Нижнекеменская свита 107, 108
 Нижнечиткандинская свита 236
 Нижняя падроканская свита 103
 Нижняя янгудская свита 104
 Ничатская свита 104

О

Олдонсинская свита 87
 Олекминская серия 65
 Олекмо-Витимский золотоносный район 16
 Олочинское месторождение 262
 Ононо-борзинская свита 197, 198
 Ононо-Каракарская впадина 294
 Ононская депрессия 253, 255, 312, 384, 386, 481
 Ононская серия, свита, формация 157
 Ононский разлом 482
 Ононско-Тыргетуйская цепь депрессий 475
 Ононское месторождение 12
 Онтагаинская свита 199, 200
 Ортинская свита 163
 Ортинский эффузивно-осадочный комплекс 151, 164—165, 389
 Ортурахская свита 69, 81

П

Падринская серия, толща 81
 Падроканская свита 100
 Парамский массив 333
 Парамский пояс 333
 Пестроцветная свита 107
 Покровское рудное поле 424
 Приаргунская (краевая) зона, полоса, структура, геоантиклиналь 315, 396, 403, 449, 454, 464, 465, 466
 Приаргунское поднятие 28
 Прибайкальский высокогорный пояс 479
 Пришилкинская (краевая) зона, полоса, структура 93, 97, 316, 393, 424, 464, 495
 Пуринский шток 432

Р

Решица падь 116
Русская платформа 179

С

Савво-Борзинская группа штоков 57
Савво-Борзинская синклиналь 213, 227, 427, 432, 462, 465, 467
Саханайский массив 413
Северо-Акатуевский шток 429
Северо-западная синклинальная зона, прогиб 28, 58, 432, 463, 464, 500
Северо-Муйская глыба 79
Северо-Урулонгуйская депрессия 487
Сенская свита 105
Серебрянская свита 91
Сибирская платформа 104, 117, 436, 441, 445
Сивачинская свита 199
Судельтинская свита 103
Смирновское месторождение 24
Соктуевский (Соктуйский) массив 56, 382, 419, 420, 460
Сохондинская формация, комплекс 380, 474
Сохондинско-береинский комплекс, формация 381
Спокойнинский массив 413
Сретенский массив (сретенские граниты) 422
Сыгытхинская свита 68, 82
Сыннырская серия 82
Сыпчугурский массив 386
Сырыгичинский массив 348

Т

Таксимская впадина 480
Талаканская свита 236
Талангуйско-Шелопугинская синклиналь 465, 466
Таловский шток 422
Талоинская зона, полоса, пояс 101, 331, 333
Тарбагатайская депрессия, впадина 228, 244, 476
Тарбагатайское месторождение 42, 43
Теленгуйская интрузия 411
Тиновская свита 106
Токкинская депрессия, впадина 442, 480
Торгинская свита 105
Тугуйская депрессия 244, 246
Тургинско-витинская свита 229, 246, 248
Тургино-Харанорская депрессия, впадина 228, 257
Тургинский комплекс флоры 260
Тыргетуйская депрессия 481

У

Угленосная свита 241
Удоканская серия 81, 323
Удоканское месторождение 242

Улангангинская свита 229, 246
Улятуйский массив 406
Унгинская депрессия, впадина 244, 390, 476
Ундино-Даинская депрессия, впадина 228, 271
Ундинская синклиналь 465, 466
Ундинский (Борщовочный) разлом 463
Ундургинская свита 141
Урейская депрессия 253, 384, 475
Урлукская депрессия, котловина 250, 383, 390
Уртуйская свита 141
Урулонгуйский массив 403, 407
Усть-борзинская свита 140
Усть-карийская свита 225
Ушмунская свита 109, 119
Ушмунский голец, месторождение 18, 24

Х

Хамаро-Тыринский массив 456
Хангорукский комплекс 379
Ханнинский плутон 325
Хапчерангинская свита 177
Хапчерангинское месторождение 17
Харалгинский комплекс 381
Харанорская депрессия 289, 474
Харанорская свита 172, 176
Харанорское месторождение 43, 261, 265
Харюлгатинская депрессия 390
Харюлгатинская свита 246, 383
Хилинская свита 373
Хилкосонская впадина, депрессия 244, 476
Хилкотойский антиклинорий 453
Хилокская зона складчатости 97, 99, 150, 163, 243, 316, 355, 359, 387, 389, 435, 456, 475, 483
Хилокская свита 373
Хилокско-Прицилкинская геоантиклинальная зона 454, 495
Хилок-Чикойская депрессия 282
Холбоно-Арбагарское месторождение 15
Хонин-чулунская (джаргалантуйская) свита 253
Худун-цаганская свита 373
Хэнтэй-Даурское поднятие 481, 482
Хэнтэйское поднятие 481

Ц

Цаган-Оленуевский массив 19, 208
Цаган-Олуевская подзона 460
Цаган-Олуевский массив 16, 56, 317, 390, 419, 432, 460
Цаган-хуртейская серия, свита 183, 186, 373, 375, 377, 458
Цаган-Хуртейский антиклинорий 448
Цаганцабская свита Монголии 242, 267
Центральная геосинклинальная зона 456, 458
Центральная синклинальная зона 28, 58, 460, 466

Центрально-Азиатские депрессии 487
 Центрально-Забайкальская геосинклинальная зона 451, 454
 Центрально-Забайкальское пермское поле 169
 Центральный прогиб 461, 500

Ч

Чалбучинская свита 207, 282
 Чалбучинское месторождение 262
 Чернокопитовая (тимптонская) серия 85
 Чарская глыба 57, 59, 315, 322, 326, 434, 490
 Чарская депрессия, впадина 442, 480
 Чарско-Каларский геоморфологический район 481
 Чачинская свита 50, 166, 181
 Чашино-Ильдиканская мульда, синклиналь 217, 468
 Чекчейская свита 87
 Черновская (Читинская) депрессия, впадина 244
 Черновское месторождение 15, 43, 248
 Четкандинская свита 72
 Чикой-Ингодинский структурный шов 58, 149, 317, 389, 475
 Чикойская депрессия, впадина 250, 475, 481
 Чикойское (Гутайское) месторождение 15
 Чикоконская свита 154
 Чикоконская синклиналь, синклинорий 453
 Чингильтуйская свита 218
 Чинейский плутон, массив 321, 322

Чиронская свита 169
 Чиронское пермское поле 49, 99, 166, 167, 173, 455, 458
 Читкандинская свита 236
 Читкандинское месторождение 236

Ш

Шараканская мульда 473
 Шаранайские прииски 12
 Шахтаминский массив, плутон, шток 56, 422, 432, 465
 Шахтаминское месторождение 18
 Шерловогорское (Шерловая Гора) месторождение 13, 17, 52
 Шерловогорский шток 472
 Шилкинская группа месторождений 18
 Шилкинская депрессия 257
 Шилкинский надвиг, разлом 463
 Шондунская антиклиналь 465

Э

Эльгянская свита 106

Ю

Юедейская свита 106

Я

Явленское рудное поле 424
 Янгудская свита, толща 100

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>Н. А. Быховер</i>	7
<i>Глава I. История геологического изучения. Н. А. Быховер</i>	11
<i>Глава II. Физико-географическое описание и экономическая характеристика.</i> <i>Л. С. Буфф, А. М. Лейтес</i>	31
Рельеф	31
Гидрография	37
Климат	39
Почвы, растительность и животный мир	40
<i>Глава III. Обзор геологического строения. Н. А. Быховер</i>	45
<i>Глава IV. Стратиграфия</i>	59
Докембрийские образования	59
Введение. <i>В. Н. Козеренко</i>	59
Архейские образования северной части Олекмо-Витимской горной страны <i>Л. И. Салоп</i>	60
Протерозойские образования северной части Олекмо-Витимской горной страны. <i>Л. И. Салоп</i>	66
Докембрийские образования южной части Олекмо-Витимской горной страны. <i>А. М. Лейтес</i>	83
Докембрийские образования Восточного Забайкалья <i>В. Н. Козеренко</i>	88
Палеозойские отложения	94
Введение. <i>В. Н. Козеренко</i>	94
Кембрийские отложения северной части Олекмо-Витимской горной страны. <i>Л. И. Салоп, З. А. Журавлева</i>	100
Нижнепалеозойские отложения Восточного Забайкалья <i>В. Н. Козеренко</i>	108
Среднепалеозойские (девон и нижний карбон) отложения Восточного Забайкалья. <i>В. Н. Козеренко</i>	133
Допермские отложения Центрального Забайкалья. <i>Ю. П. Деньгин,</i> <i>В. В. Старченко</i>	148
Докембрийские—нижнепалеозойские отложения	149
Нижне-среднепалеозойские нерасчлененные отложения	153
Среднепалеозойские отложения	158
Пермские отложения. <i>Д. Ф. Масленников</i> <i>М. В. Куликов, В. Н. Ко-</i> <i>зеренко</i>	165

	Стр.
Мезозойские отложения	183
Введение. <i>В. Н. Козеренко</i>	183
Триасовые отложения. <i>Л. Д. Кипарисова</i>	184
Юрские отложения Восточного Забайкалья. <i>А. Ф. Мушников</i>	193
Нижне-среднеюрский комплекс обломочных отложений	195
Вулканогенно-осадочный комплекс верхней юры	222
Юрские и меловые континентальные отложения. <i>Г. Г. Мартинсон,</i> <i>В. В. Старченко</i>	227
Олекмо-Витимская горная страна <i>Л. И. Салоп, А. А. Арсеньев</i>	232
Центральное Забайкалье. <i>Г. Г. Мартинсон, В. В. Старченко</i>	243
Восточное Забайкалье. <i>Ю. П. Писцов</i>	257
Кайнозойские отложения	277
Введение. <i>В. Н. Козеренко</i>	277
Палеогеновые и неогеновые (третичные) отложения. <i>С. Г. Мирчинк</i>	278
Четвертичные (антропогеновые) отложения. <i>С. Г. Мирчинк, Н. Н. Герарков</i>	290
Нерасчлененные четвертичные отложения	310
Глава V. Магматизм	314
Введение <i>В. Н. Козеренко</i>	314
Магматизм северной части Олекмо-Витимской горной страны. <i>Л. И. Салоп</i>	318
Магматизм архея	319
Магматизм нижнего протерозоя	320
Магматизм верхнего протерозоя	335
Магматизм нижнего палеозоя	336
Магматизм мезо-кайнозоя	337
Магматизм южной части Олекмо-Витимской горной страны. <i>А. М. Лейтес,</i> <i>Н. И. Володина</i>	339
Магматизм докембрия	340
Магматизм нижнего палеозоя	341
Магматизм среднего палеозоя	343
Магматизм верхнего палеозоя — нижнего мезозоя	346
Магматизм мезозоя	350
Магматизм кайнозоя	350
Магматизм Центрального Забайкалья. <i>Ю. П. Деньгин, В. В. Старченко</i>	351
Магматизм докембрия — нижнего палеозоя	351
Магматизм нижнего палеозоя	354
Магматизм среднего палеозоя	358
Магматизм верхнего палеозоя — нижнего мезозоя	373
Магматизм верхнего мезозоя	382
Магматизм кайнозоя	388
Магматизм Восточного Забайкалья. <i>В. Н. Козеренко</i>	390
Магматизм докембрия и нижнего палеозоя	393
Магматизм нижнего палеозоя	396
Магматизм среднего палеозоя	401
Магматизм верхнего палеозоя — нижнего мезозоя	409
Палеозойские (?) и нерасчлененные палеозойские и мезозойские интрузии	411

	Стр.
Магматизм мезозоя	414
Магматизм кайнозоя	432
<i>Глава VI. Тектоника</i>	<i>434</i>
Введение. <i>В. Н. Козеренко</i>	434
Тектоника Олекмо-Витимской горной страны. <i>Л. И. Салоп</i>	436
Тектоника Забайкалья. <i>В. Н. Козеренко, В. В. Старченко</i>	443
<i>Глава VII. Геоморфология. Н. А. Флоренсов</i>	<i>478</i>
<i>Глава VIII. История геологического развития. В. Н. Козеренко</i>	<i>490</i>
Литература	505
Указатель географических названий	533
Предметный указатель	540

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ
ГЕОЛОГИЯ СССР, ЧИТИНСКАЯ ОБЛАСТЬ,
ТОМ XXXVI, ЧАСТЬ I

Научный редактор *Н. А. Быховер*
Редактор издательства *Л. В. Власова*
Технический редактор *А. Г. Иванова*
Корректор *В. А. Бобринская*

Сдано в набор 15/III 1961 г.
Подписано к печати 10/X 1961 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Бум. л. 17,12+4 вкл.
Печ. л. 46,92+1,37 (вкл.) Уч.-изд. л. 47,00
Т 08991 Тираж 800 Зак. 281

Картфабрика Госгеолтехиздата
Ленинград, В-26, 19 линия, дом 20

АВТОРСКИЕ ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
81	18 снизу	несомненно	вероятно
91	22 снизу	П. Н. Тихомиров	И. Н. Тихомиров
98	рис. 6 (подпись)	1—приаргунский 4—ортинский	1—ортинский 4—приаргунский
106	4 снизу	osengis	osensis
106	2 "	З. А. Журавлевой	И. Т. Журавлевой
136	3 "	1959	1949
145	20 "	1945—1960	1945—1950
189	10 "	<i>Claraia zabaikalica</i>	<i>Monotis zabaikalica</i>
191	12 сверху	} <i>Claraia</i>	<i>Monotis</i>
191	16 сверху		
192	графы 5—6		
(табл. 3)			р. Калара
232	2 снизу	р. Кадара	
288	9 сверху	рис. 33.	рис. 34
292	2 снизу	(рис. 34),	(рис. 33),
295	20—21 снизу	впадины (рис. 35),	впадины,
323	5 снизу	1200	1650
450	Рис. 51 (подпись)	1—Хилокско-Пришилкинская 4—Приаргунская	1—Приаргунская 4—Хилокско-Пришилкинская
455	1 сверху	нижнепалеозойские(?)	нижнемезозойские(?)



