

ГЕОЛОГИЯ СССР

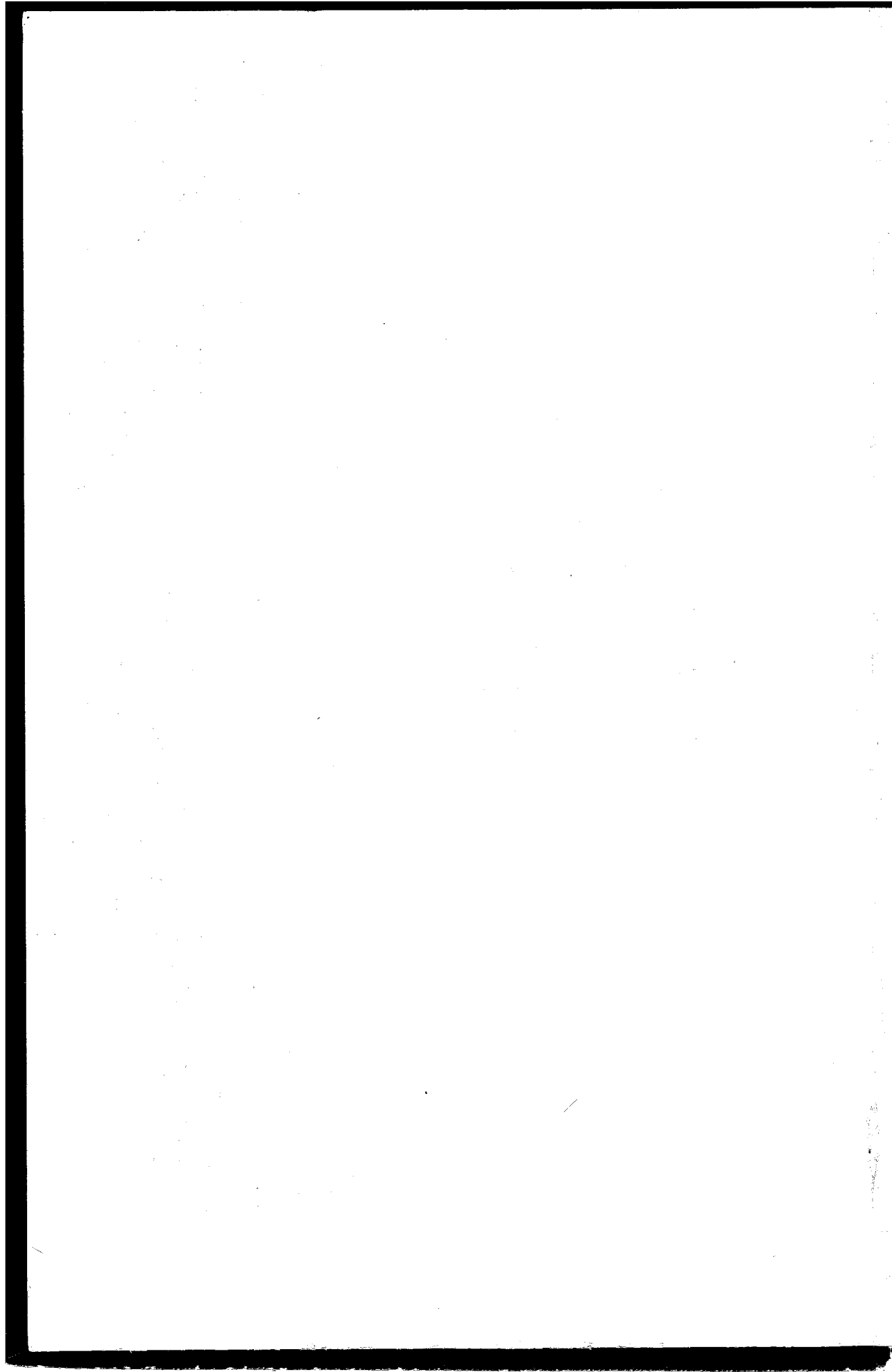
ТОМ
XXXV

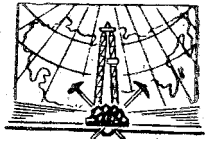
БУРЯТСКАЯ АССР

ЧАСТЬ
I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»







ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР

Г Е О Л О Г И Я
С С С Р



Главный редактор
А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1964

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

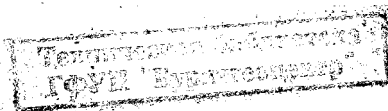


ТОМ XXXV

БУРЯТСКАЯ АССР

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редактор *Н. А. Флоренсов*
Соредактор *В. Е. Рябенко*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

МОСКВА 1964

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»

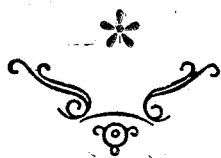
АЛИ-ЗАДЕ А. А.
АССОВСКИЙ А. Н.
БАРАТОВ Р. Б.
БЕЛЯВСКИЙ Н. А.
(зам. главного редактора)
БЕЛОУСОВ В. В.
БОГДАНОВ А. А.
ГОРСКИЙ И. И.
ДВАЛИ М. Ф.
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕРШОВ А. Д.
ЕСЕНЕВ Ш. Е.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
ЛУКАШОВ К. И.
МАГАКЪЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРИНОВ Н. А.
МАРКОВ Ф. Г.
МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.
МИРЛИН Т. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
САТПАЕВ К. И.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВ А. И.
СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
СПРИНГИС К. Я.
ТРОФИМУК А. А.
ХАМРАБАЕВ И. Х.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕРБАКОВ Д. И.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК Б. А.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ**



*Посвящается памяти
Владимира Афанасьевича
Обручева*

(к столетию со дня рождения)

ВВЕДЕНИЕ

XXXV том «Геологии СССР» содержит описание геологического строения одного из восточных районов Советского Союза — Бурятской АССР. Материал изложен в последовательности, принятой для томов издания «Геология СССР». Поскольку площадь Бурятии соприкасается с территориями Тувинской АССР, Иркутской и Читинской областей РСФСР, а на юге граничит с Монгольской Народной Республикой, при составлении настоящего тома часто возникала необходимость ссылок на соседние территории и относящиеся к ним геологические материалы, а порой приходилось рассматривать отдельные общие и частные вопросы, имеющие равное значение как для Бурятии, так и для смежных с ней территорий. Это вызвало естественное желание затронуть также некоторые более широкие геологические проблемы Восточной Сибири в целом — проблемы стратиграфии, вулканизма, региональной тектоники и металлогении.

Отдельные вопросы (например, рассмотрение особенностей геофизических полей, определение границ тектонических зон и др.) потребовали межрегионального подхода. Это связано с тем, что границы Бурятии, как хорошо видно на любой географической карте, нигде (или почти нигде) не совпадают с естественными физико-географическими рубежами. Границы ландшафтных, орографических и иных зон во многих случаях пересекаются с границами территории Бурятской АССР или накладываются с ними в сложных соотношениях. Как известно, вследствие многих исторических и социально-экономических особенностей буряты расселялись по большой и разнородной площади Забайкалья и Прибайкалья, концентрируясь в местах (природных «островах»), представляющих собой достаточно открытые лесостепные или степные ландшафты и богатые пастбища. Таким образом, территория республики разместилась на стыке различных географических областей: Восточного Саяна и Хамар-Дабана, Северного и Северо-Восточного Прибайкалья, Витимского плоскогорья и Западного (Юго-Западного) Забайкалья с их различным геологическим прошлым и настоящим.

В предлагаемом томе наряду с возможно более объективным изложением фактического материала сделана попытка дать его интерпретацию в рамках единой геологической концепции. Не говоря о том, что при составлении крупной сводной работы возникают многочисленные трудности из-за ее объема и необходимости увязать разнообразный материал, а также из-за разномасштабности выполненных к данному времени исследований, для территории Бурятии мы столкнулись еще с другими затруднениями. Они обусловлены положением Бурятии между древней Сибирской платформой на севере и областью герцинской складчатости на юге и юго-востоке, причем ни южная граница Сибирской платформы, ни северная граница забайкальских герцинов до сих пор не установлены. В то же время сама территория Бурятии целиком не может быть причислена ни к зоне древних каледонид, ни к герцинской складчатости, ни к периферической части каледонской Сибирской платформы. Территория республики не может быть отнесена и к промежуточным зонам — краевым или передовым прогибам в той

или иной их трактовке. Отсюда вытекают трудности в применении к рассматриваемой территории многих общеупотребительных геотектонических терминов, а также сложность классификации тектонических структур Бурятии.

Добавим к сказанному, что роль магматических проявлений здесь исключительно велика и это создает особые трудности в познании геологии Бурятии.

Коллектив авторов настоящего тома стремился систематизировать накопленные геологические материалы возможно более объективно, привести их интерпретацию в соответствие с общим уровнем развития геотектонической мысли. Наконец, коллектив приложил все усилия к тому, чтобы четко отделить изученное от неизученного и указать направление, в котором следует вести дальнейшие исследования.

В советское время территория Бурятии изучалась многими геологическими коллективами. Основной вклад в ее систематическое изучение внесли Восточно-Сибирское и Бурятское геологические управления и Всесоюзный геологический институт (ВСЕГЕИ), а также учреждения Академии наук СССР и некоторые вузы страны. В настоящей работе подведены итоги этого многолетнего изучения по состоянию на 1 января 1962 г., но в отдельные разделы включены новейшие данные, полученные в 1962 г.

Увязка геологических данных, относящихся к окраинам Бурятии, т. е. к ее административным границам, с данными по смежным территориям выполнена с той степенью точности, которая, не нарушая, по-видимому, целостности впечатления о геологическом строении Восточной Сибири, оставляет для читателя возможность следовать различным трактовкам некоторых общих вопросов и принимать в качестве рабочих гипотез разные геотектонические аспекты. Сказанное относится, например, к пониманию объема байкалид и каледонид, а также к изображению пространственных границ тех и других, к положению южной структурной границы Сибирской каледонской платформы, размещению продуктов мезозойского магматизма, к оценке роли и типа верхнемезозойской структуры Западного Забайкалья.

В частных описаниях внутри отдельных крупных разделов (стратиграфия, магматизм) почти во всех случаях применены унифицированные или действующие рабочие легенды, рассмотренные на специальных представительных совещаниях. Если имеются отклонения от унифицированных легенд или от их одобренных проектов, то они снабжены оговорками и пояснениями или комментированы в редакционных примечаниях.

Значительная часть тома написана местным, сибирским коллективом геологов, среди которых преобладают молодые специалисты Бурятского и Иркутского геологических управлений и геологических институтов Сибирского отделения АН СССР. Большой вклад в выполненную работу внесли соредакторы XXXV тома — главный инженер Бурятского геологического управления В. Е. Рябенко и главный геолог Б. М. Зубарев. В организации авторского коллектива, составлении предметного указателя и указателя географических названий, в составлении библиографии и на всех других важнейших стадиях оформления рукописи основную работу выполнила секретарь редакционной комиссии О. А. Дмитриева. Большую помощь в процессе подготовки работы к изданию оказали Е. В. Павловский, В. Н. Данилович и др. Их советы и критические замечания приняты редакцией тома с благодарностью.

Глава I

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Начало геологическому изучению территории Бурятской АССР было положено более двухсот лет назад трудами Гмелина (Gmelin, 1751—1752), затем Палласа (1773—1778), Сиверса (Sievers, 1796), Георги (Georgi, 1797—1800), Гессе (1828), Эрмана (Ermann, 1829) и др. Нет необходимости подробно рассматривать этот период, так как все нужные сведения читатель найдет в известной «Истории геологических исследований Сибири» В. А. Обручева. Отметим лишь, что в XIX и начале XX вв. основную роль в изучении геологии Бурятии сыграли экспедиции Сибирского и Приамурского отделов Русского географического общества, а позже — деятельность Геологического комитета, связанная с изысканиями вдоль Сибирской железной дороги. В этих учреждениях работали крупнейшие исследователи И. Д. Черский, В. А. Обручев и М. М. Тетяев.

По своему характеру, плановости и целеустремленности геологические исследования Бурятии могут быть подразделены на два периода: дореволюционный и период после Великой Октябрьской социалистической революции. В первый период территория Бурятской АССР была геологически закартирована меньше чем на 2%. В советское время здесь широко развернулись геологические работы. До Великой Отечественной войны они проводились главным образом Министерством геологии и охраны недр СССР (теперь Государственный геологический комитет СССР), в частности Восточно-Сибирским (позже Иркутским) геологическим управлением, а с 1957 г. — Бурятским геологическим управлением. В период после Великой Отечественной войны изучением геологии Бурятии стали заниматься и геологические институты Академии наук СССР. Остановимся на наиболее важных исследованиях, начиная примерно с 1940 г.¹, и для удобства рассмотрим их по районам с различными природными условиями, доступностью и темпами освоения.

Восточный Саян и Юго-Западное Прибайкалье до Великой Отечественной войны были еще очень слабо изучены. В 1940 г. Ботогольское месторождение графита в Восточном Саяне изучали П. И. Ноздрин, Т. С. Иванова и Г. Л. Шаров. В 1941—1944 гг. на том же месторождении экспедиция треста «Сибгеолнеруд» продолжала разведку и вела поиски графитовых руд; геологические материалы, полученные при этом, были обобщены Н. А. Флоренсовым, В. П. Солоненко и В. С. Соболевым в 1947 г. В 1930—1939 гг. рекогносцировочные исследования и проверку заявок в Восточном Саяне производили А. Ф. Головачев, А. А. Демин, В. И. Навиль и Н. А. Флоренсов. На Окинском плоскогорье, в русле р. Боксона, А. Ф. Головачеву удалось найти гальку боксита, которая и явилась основанием для организации поисковых работ. Эти работы возглавила Н. С. Ильина, открывшая в 1941 г. коренное месторождение бокситов. В течение последующих 15 лет этот район

¹ Более ранние работы см. В. А. Обручев (1931—1940 гг.).

разведывали и изучали Б. А. Иванов, Е. П. Бессолицын, Н. С. Ильина, Б. М. Зубарев и др.

В связи с поисками месторождений асбеста в Восточном Саяне в это время работали Н. Д. Соболев и А. Г. Гокоев, а изучением асбестоносных ультраосновных пород кайнозойских базальтов занимался В. Н. Лодочников, обобщивший свои наблюдения в двух монографиях и нескольких статьях. В бассейне р. Китоя в конце 30-х годов поиски алмазов вели М. Ф. Шестопалов, В. С. Трофимов и А. С. Иванов. В 1940—1942 гг. силами треста «Сибгеолнеруд» было подготовлено к передаче промышленности Ильчирское месторождение асбеста (И. И. Блинников).

Геологическому картированию центральной части Восточного Саяна много времени посвятили О. П. Алексеева, Д. В. Титов, С. В. Обручев, Л. И. Николаева, Н. И. Фомин, В. С. Дубовский, И. А. Кобеляцкий, В. Л. Тихонов и др. При этом впервые были выделены и палеонтологически обоснованы морские кембрийские отложения. Коренные месторождения золота здесь впервые обнаружены Н. Ф. Рубцовым и А. И. Дековым. Н. Ф. Рубцову принадлежит их первоначальное описание и оценка.

Геологическую съемку в бассейне р. Иркута вели до 1940 г. А. Л. Лисовский, П. И. Налетов, П. Е. Луненок, а после Отечественной войны сотрудники Лаборатории геологии докембрия АН СССР С. В. Обручев, И. П. Бузиков и Г. М. Другова. Тункинская межгорная впадина была в 50-х годах изучена Н. А. Флоренсовым, Н. А. Логачевым, С. Г. Саркисяном, Н. В. Лоскутовой и др. В то же время трест «Востсибнефтегеология» провел здесь геофизические работы и глубокое опорное бурение, вскрыв разрез (неполный) кайнозоя мощностью более 2000 м. На северных склонах хребта Хамар-Дабан поисковые работы на флогопит проводили в 30-х годах В. Ф. Донцов, П. Д. Перелетов, В. Д. Мордасов, А. И. Фасталович, И. Н. Кухтин, Г. Г. Родионов и др.

В 1957 г., когда в Бурятской АССР была создана самостоятельная геологическая служба, исследования в Восточном Саяне расширились по линии как геологического картирования, так и разведок ранее выявленных месторождений минерального сырья. Одновременно проводились поиски новых видов полезных ископаемых, при этом применялись различные геофизические методы. В ходе всех этих работ были составлены новые схемы стратиграфии и магматизма (В. П. Арсентьев, Ф. К. Волколаков, А. Л. Самбург, Г. К. Такайшвили и др.), найдены интрузии амазонитовых гранитов (В. В. Левицкий), доразведано Ильчирское месторождение асбеста (В. А. Антонченко, Н. С. Круцко), выявлены новые и оконтурены ранее известные массивы гипербазитов (И. К. Небаба), обследованы мусковитовые проявления (И. Ф. Максимов), изучены как алюминиевое сырье нефелиновые сиениты (В. А. Лбов), обследованы золоторудные площади (Ф. К. Волколаков, Л. И. Старчак, В. А. Глоба, Г. И. Бельская, Э. М. Мулюков, А. И. Верховозин, А. Е. Конов, Г. А. Феофилактов, В. А. Анаьин, Б. П. Кудреватых и др.). Впервые были проведены поиски торфа (Ю. А. Немчинов), голубого асбеста (Д. А. Танцыров). Велись поиски золотых россыпей на Окинском плоскогорье (Г. Г. Мастерчук). Обследованы апатитоносные породы слюдянской серии архея (В. И. Перфильев и В. И. Молчанов).

Сотрудниками ВСЕГЕИ А. Л. Долиным, Е. И. Гольманом и др. выполнены тематические исследования в бассейнах рек Китоя, Иркуты, Ии и Уды.

Южная часть Бурятии. В южной части Бурятской АССР, охватывающей бассейн р. Селенги (в пределах Советского Союза) и наиболее густо населенной, геологические исследования велись более широким

фронтом. Их стимулом и главным содержанием были поиски рудных месторождений, причем в 30-х годах особое внимание к себе привлекал Джидинский район. Здесь геологическую съемку и поиски вели М. В. Бесова, П. И. Налетов, М. Е. Рембашевский, К. А. Шалаев, В. Н. Коробов, П. Е. Луненюк и А. Е. Дербина. При этом было доказано наличие в Джидинском районе мезозойских рудоносных интрузий. Находки кембрийской фауны позволили переоценить возраст осадочных толщ, которые относились раньше к девону. На открытых месторождениях угля вели съемки и разведку А. Е. Потапенков, В. Н. Верещагин, И. Я. Сотников, В. Н. Кустова. Разведкой рудных месторождений в Юго-Западном Забайкалье вначале занимались Ю. А. Спейт и М. В. Бесова, а в последующие годы — И. И. Кушнарев, Н. К. Нефедьев и др. Минералогию этих месторождений изучали М. В. Бесова, М. М. Повилайтис, Н. А. Смольянинов и др. В геологической съемке и поисках в Джидинском районе в разные годы принимали участие сотрудники Иркутского геологического управления, треста «Востсибцветметразведка», Академии наук СССР, сибирских вузов (А. И. Александров, Д. И. Абалаков, Л. М. Афанасьев, М. В. Бесова, Б. В. Бубякин, А. В. Ванидовская, Б. В. Воронов, Ю. К. Дзинкас, К. Д. Клеменченко, Н. Г. Ключанский, Н. А. Логачев, М. С. Можаровский, Т. Т. Деуля, П. И. Налетов, А. Ф. Носков, Б. Н. Одокий, Л. Н. Постников, Е. Н. Смолянский, А. И. Скрипин, Н. И. Фомин, Г. И. Храмцов и др.). Рекогносцировочные маршруты были выполнены С. В. Обручевым и М. Л. Лурье. П. И. Налетовым и К. Д. Клеменченко для бассейна р. Джиды была составлена новая сводная геологическая карта.

После создания Бурятского геологического управления геологические исследования здесь выполнялись Л. М. Кононовым и Е. А. Румянцевым. Начиная с 1958 г. разведочно-поисковые работы проводили А. П. Бондырев, М. Н. Худугуров, Ю. С. Беломестных, С. С. Тентиллов и А. П. Чугунов. В 1960 г. значительные площади детально обследовались сотрудниками Московского геологоразведочного института (МГРИ) Б. Н. Королевым и И. Н. Кадыровым, разведку угольных месторождений выполняли И. Б. Дугаров и В. Г. Монахов. Тематические и геологосъемочные работы вели Е. Н. Смолянский, В. А. Афанасьев, В. И. Пелепягин, Ц. Б. Тарчимаев и др. В 1960 г. изучением стратиграфии джидинского кембрия занималась И. Т. Журавлева, а в 1961 г. — В. Г. Беличенко.

В связи с поисками нефти на Байкале юго-восточное побережье этого озера и покрывающие его неогеновые отложения изучали в начале 30-х годов Ю. М. Шейнманн, В. С. Слудкевич, Н. С. Шатский, Г. Е. Рябухин. Позже в хребте Хамар-Дабан геологическую съемку вели Н. И. Фомин, К. П. Калинина, М. В. Кислякова и Д. В. Титов. Неогеновые отложения на Байкале специально изучались Г. Б. Пальшиным, Н. Н. Глазуновой, С. Г. Саркисяном и др. Начиная с 1951 г. поиски нефти на юго-восточном берегу Байкала были возобновлены; они проводились большим коллективом геологов и геофизиков треста «Востсибнефтегеология» (В. В. Самсонов, С. М. Замараев, Н. В. Шаронов, А. С. Пovyшев, Н. Ф. Пятчин, В. К. Фоглер и др.).

Первое описание железорудных месторождений района ст. Мысовая было выполнено С. С. Смирновым. Разведкой одного из этих месторождений позже занимались К. В. Васильева и Г. И. Храмцов.

Поиски и разведки нерудного сырья в районах, тяготеющих к Темлюйскому цементному заводу, вели Г. Е. Першукова, Ю. А. Сыромятников, И. П. Копылевич и др.

Организованное в 1957 г. Бурятское геологическое управление расширило исследовательские работы в центральной части хребта Хамар-

Дабан. Геологическим картированием здесь занимались Н. Б. Бардаханов, В. Н. Кодачигов, Д. Д. Сагалуев, Ю. З. Елизарьев, Д. В. Ветров и Ю. Ф. Ветрова. Северо-восточную часть Хамар-Дабана исследовали А. М. Бильтаев и К. Д. Клеменченко. В ходе геологической съемки последних лет в Хамар-Дабане было открыто Боярское графито-силлиманитовое месторождение, разведку которого вели Г. Е. Викулов, Ю. А. Чешенко. Пепматиты Хамар-Дабана изучали Н. А. Гедыма, Е. А. Рагулин, И. Я. Кузьмин.

В значительном объеме проводились исследования хребтов Морского, Улан-Бургасы, Баргузинского и п-ова Святой Нос (Б. А. Аверьянов, Л. И. Салоп, О. Н. Шанюшкин, С. П. Ситников, И. С. Валицкая, Г. А. Покатилов, А. С. Кульчицкий). В последние годы здесь вели съемки Л. Н. Малышева, Г. М. Яценко и А. С. Кульчицкий.

В районах, прилегающих к Гусиному озеру и устьям рек Чикоя, Хилка и Уды, геологические съемки проводили в предвоенные годы П. Е. Луненок, А. Е. Дербина, С. Н. Коровин, А. А. Арсеньев, П. М. Клеветский, Н. А. Флоренсов, Б. А. Иванов и Я. М. Черноусов. С 1952 по 1960 г. здесь вели картирование П. И. Налетов, Е. И. Наумова, А. В. Колесников, Д. Д. Сагалуев и В. А. Новиков. Детальные исследования проводились Д. В. Труневым, В. И. Пановым, Г. И. Храмцовым, В. А. Чабаненко, Э. С. Прудовским и др.

В бассейне Уды геологические и тематические исследования выполняли В. Г. Беличенко, П. М. Хренов, Ю. А. Чернов и Ю. В. Комаров (Восточно-Сибирский геологический институт Сибирского отделения АН СССР).

Балбагарские железорудные месторождения первоначально (в 1932—1933 гг.) разведывались А. А. Семихатовым, а позже Д. В. Ветровым и др. Геофизической съемкой в хребте Цаган-Дабан удалось обнаружить месторождения железа (Г. Н. Ляшонок). В это же время на многих площадях бассейна нижнего течения р. Селенги интенсивно велись поиски и разведки нерудного сырья (песков, глин, галечника, строительных материалов).

В 1935 г. Н. И. Толстухин опубликовал первую сводку по подземным и минеральным источникам Бурятской АССР. В 1949 г. вышла из печати геологическая карта Восточно-Сибирского края масштаба 1:2 500 000 под редакцией Е. В. Павловского (авторы Н. А. Флоренсов, Б. А. Иванов и др.). Начиная с 1946 г. стали публиковать новые материалы и обобщения по стратиграфии и палеонтологии мезозоя Забайкалья (Б. А. Иванов, В. Д. Принада, Г. Г. Мартинсон).

В открытии, поисках и разведке месторождений флюорита в южной части Бурятской АССР в 1957—1960 гг. принимали участие Д. Д. Сагалуев, Н. Б. Бардаханов, В. М. Ладаева, В. Н. Мурзин, В. В. Убодоев, В. А. Черненко, Н. Н. Сметанин, П. П. Соколов, Л. И. Вязунов, К. В. Федорова, П. М. Боровицкий, В. Т. Горожанкин, Л. И. Лещуков, А. А. Козыкин, Ц. Д. Торчимаев, Е. М. Багадаев, В. И. Давыдов, Н. А. Гедыма, А. В. Тумлуков, В. А. Нилов, Е. П. Черминский, М. И. Харченко, С. Д. Пожидаев, А. А. Агарков, Е. П. Рагулин, А. П. Мордвин, Е. И. Мартовицкий и др.

Выявлением массивов основных и ультраосновных пород и связанного с ними железо-титанового оруденения в Моностойском хребте занимались В. Н. Гусельников, В. А. Черненко, Н. М. Ивченко, Л. Г. Извеков и др. Оконтуривание массивов габброидных пород геофизическими методами выполнил О. И. Потапкин, а габброидные породы междуречья Кудары и Чикоя обследовал К. Б. Булнаев. Изучением золотоносности южных районов Бурятии занимались С. М. Замаев,

А. П. Карабулькин и др., изучением перлитов — Н. Я. Волянюк, И. Ф. Бояркин и Т. И. Чудинова.

Продолжались разведки угольных месторождений в Гусиноозерской (Г. П. Кулев, И. Г. Потамошнев, М. Е. Замашиков, В. Г. Распутин, П. Б. Дугаров) и Тугнуйской (В. Г. Ткачев, И. А. Коновалова, Г. А. Кузнецов, А. В. Михелис и др.) впадинах. Биостратиграфическим расчленением гусиноозерской угленосной серии Забайкалья занимались в последние годы Ч. М. Колесников и В. М. Скобло, а литологией, фациальным анализом, углепетрографией и другими вопросами угольной геологии — Н. Ф. Карпов, Л. П. Нефедьева, Е. П. Бурова и др.

Большой и интересный материал по внутреннему строению мезозойских впадин (Селенгино-Удинской, Иволгинской, Оронгойской, Убукунской, Гусиноозерской, Боргойской и др.) получен геофизиками П. А. Поповым, А. Н. Ситниковым и И. П. Тулкиной, Г. П. Выставкиным, В. Б. Ходжаевым, М. С. Савинской, Ю. Я. Рейтборт и др.

Разведку Кяхтинского месторождения силлиманитовых сланцев, начатую в 1954 г. Б. Е. Митрофановым, Т. М. Дембо, В. И. Кольбах, А. Р. Сушеном, И. П. Осташкиным и А. В. Тумлуковым, продолжили геологи Бурятского геологического управления Ю. А. Чешенко, Г. Е. Ковалев и др. Вещественный состав руд этого месторождения, их физико-химические свойства, условия обогащения изучены в Восточно-Сибирском филиале АН СССР и Иркутском институте редких металлов (А. Ф. Ли, Е. М. Брадинская, И. В. Чепанин, М. Т. Иванова, Е. И. Хазанов, Г. В. Олейникова и др.).

Боргойские, Боцинские и Нижне-Ичетуйские месторождения нефелиновых сиенитов разведывали Н. С. Урманов, А. В. Тумлуков, В. В. Казаков и др. Петрографию этих месторождений изучали Ф. В. Кузнецова, Д. Д. Сагалуев и В. М. Ладаева.

Последний период работ на юге Бурятии был не менее плодотворным. В Тамирской гриве Я. М. Яблоков, Л. А. Козубова, В. А. Новиков, Д. А. Щеглов, в Боргойском хребте Ю. В. Комаров, в районе пос. Петропавловка В. М. Скобло и Д. Д. Сагалуев в вулканогенно-осадочных свитах впервые нашли остатки флоры и фауны и установили их нижнемезозойский возраст. Во многих пунктах они изучили контакты между эффузивами этих толщ и прорывающими их крупными телами гранитоидов, которые раньше относились одними исследователями к каледонидам, другими к герцинидам. Подтвердилось широкое распространение малых мезозойских интрузий и связанного с ними редкометального оруденения, а вместе с тем доказано широкое развитие крупных тел мезозойских щелочных интрузивов, которые ранее относились к одной из фаз Джидинской палеозойской интрузии. Были выявлены новые массивы нефелиновых сиенитов, открыто Боярское силлиманито-графитовое месторождение; установлена новая золото-серебряная минерализация, связанная с очень молодыми (послемезозойскими) глубинными разломами. Открыты новые перспективные месторождения железа.

Четвертичные отложения Бурятии изучались А. Д. Ивановым, Н. А. Логачевым, Э. И. Равским и Д. Б. Базаровым. А. Н. Митчина изучала условия водоснабжения городов и промышленных предприятий. Систематические гидрогеологические работы велись под руководством М. А. Дорониной. В 1957 г. В. Г. Ткачук и Н. В. Яснитская опубликовали сводку о минеральных водах Бурятии. Вышли в свет и другие монографии по геологии Бурятии (Павловский, 1948а; Флоренсов, 1960а; Мартинсон, 1961; Налетов, 1961). Ряд важных обобщений выполнен сотрудниками ВСЕГЕИ (Г. Л. Падалка, Ю. П. Деньгин, Н. И. Тихомиров, Д. А. Щеглов и др.).

Северное Прибайкалье и Витимское плоскогорье. Обращаясь к истории исследования северо-восточной части Бурятии, следует заметить, что в ее изучении, начатом также еще в далеком прошлом, в последние два десятилетия видную роль играли Иркутское и Бурятское геологические управления и ВСЕГЕИ, а затем комбинат «Баргузинзолото», институт «НИГРИЗолото» и Восточно-Сибирский геологический институт Сибирского отделения АН СССР.

В предвоенные годы мелкомасштабную съемку в Ангаро-Баргузинской горной стране начал В. В. Домбровский, а в бассейнах Ципы, Ципикана, Горбылка и верхней части бассейна Витима — А. С. Кульчицкий. В послевоенные годы в истоках р. Ципы и прилегающих к ней районах съемку вели А. К. Гусева, А. Г. Гарифулин и Г. Х. Файнштейн. Здесь удалось обнаружить фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения. В последующие годы были закартированы в мелком масштабе район верховьев р. Муи, бассейн рек Малого Амалата и Большого Амалата (К. П. Калинина, Д. А. Кокорин).

Вторым направлением в изучении северо-востока Бурятии было геологическое картирование. В бассейне р. Тыи и в районах истоков рек Кичеры и Верхней Ангары эти работы начал накануне Отечественной войны А. С. Кульчицкий. Здесь ему удалось выявить массивы основных пород и связанного с ними сульфидного оруденения.

На Витимском плоскогорье съемки вели А. А. Семенов, В. А. Мониин, С. Н. Коровин. В бассейнах нижнего течения рек Джидотоя, Холоя и Зазы С. Н. Коровину удалось обнаружить остатки кембрийской фауны.

В Средне-Витимской и Ангаро-Баргузинской горной стране геологической съемкой занимались после 1945 г. Л. И. Салоп, В. Л. Тихонов, Н. П. Михно, Н. И. Фомин, Н. И. Щербинин, И. М. Козулина и В. А. Самарский; в междуречье Витима и Витимкана — П. М. Хренов и М. Ф. Кузнецов; в северной части Икатского хребта — М. А. Гладышев, В. П. Руднев и И. М. Широков.

В 1950—1959 гг. при геологической съемке северо-восточной оконечности Баргузинского хребта П. Ч. Шобогорову в известняках бирамьинской свиты, ранее относившейся к докембрию, удалось найти кембрийскую фауну археоциат, трилобитов и брахиопод. В других местах Баргузинского хребта геологическую съемку выполняли А. В. Колесников, В. И. Навиль, В. Л. Каницкий, В. М. Гижга, Д. Ц. Цыренов.

В районе Икатского хребта и в бассейне р. Витимкана исследования вели Е. В. Павловский, П. М. Хренов, В. Г. Беличенко, В. П. Руднев, В. В. Убодоев и др. В Баргузинской впадине в 1952 г. было проведено специализированное картирование и бурение глубоких скважин.

Тематические исследования и поиски золота на юго-западной окраине Витимского плоскогорья вели Н. П. Михно, К. А. Шахварстова, С. Г. Мирчинк, С. Д. Шер, А. И. Григорьева и др.

В исследованиях последнего десятилетия участвовал большой коллектив геологов, были выяснены многие важные вопросы стратиграфии, магматизма и тектоники древних толщ, собрана кембрийская фауна, выявлен ряд месторождений и рудопроявлений молибдена, вольфрама, киновари, марганца, свинца и цинка, олова и др.

Исследования в Витимском, Северо-Байкальском и Ангаро-Баргузинском нагорьях особенно расширились в самые последние годы. Наиболее существенных геологических результатов здесь добились П. В. Осокин, Н. З. Воюш, Н. А. Фишев, А. А. Малышев, Л. И. Алаев, Д. В. Ветров, Ю. С. Тарасов и др. Д. Ц. Цыренов и П. Ф. Зайцев исследовали бассейн нижнего течения р. Баргузина, А. Н. Булгатов, В. Н. Гусев и др. — бассейн р. Кыдымита и прилегающие к нему районы.

Ю. В. Шемякин и П. Б. Дедюхин картировали труднодоступные участки истоков рек Тьи, Холодной, Верхней Ангары, Чаи и Большой Мини. В верховьях рек Кичеры, Чаи, Лево́й Мамы и Право́й Мамы геологосъемочные работы проводили В. В. Балханов и Л. Е. Иванов, а в верховьях рек Ангары и Право́й Мамы — Д. Ц. Цыренов, В. И. Дубченко, Ю. М. Бажин. Последними в бассейне р. Право́й Мамы в карбонатной толще, ранее относившейся к протерозою, была найдена кембрийская фауна. В верховьях рч. Курбы и к северу от нее на протяжении последних лет геологическую съемку выполняли В. Ф. Рукавец, Ф. Н. Людофун, а в бассейне р. Ильки — В. А. Безруков, П. П. Симан и др. Между речью Витима и Ци́пы картировали Д. Д. Жалсабон, В. П. Скрипкина и др. Архей п-ова Святой Нос специально изучался А. С. Ескиным и С. Д. Хилько.

В ходе всех этих работ удалось решить многие геологические вопросы, выявить и оценить новые месторождения полезных ископаемых (молибденита, золота, флюорита, никеля и др.), собрать кембрийскую фауну в известняках «докембрийских» толщ (бассейны Бамбуйки, Кокоты и др.). Одновременно на Витимском плоскогорье были выявлены мезозойские щелочные гранитоиды, нефелиновые сиениты и молодые рудоносные гранитоиды, возможность существования которых здесь долгое время оспаривалась. Находки остатков нижнепалеозойской фауны в отложениях мощных дислоцированных серий позволили наметить новые решения палеогеографических и палеотектонических вопросов. Крупные обобщения по геологии всей северной половины Бурятии были выполнены и частично опубликованы Л. И. Салопом и Е. В. Павловским.

В поиски и разведку как ранее известных, так и новых месторождений и рудопоявлений серьезный вклад был внесен Я. М. Яблоковым, Н. П. Гавриловой, К. П. Васильевым, В. И. Игнатовичем, А. С. Филько, А. Н. Загоскиным, Г. К. Пономаревым, Э. М. Мулюковым, А. С. Трофимовым, П. А. Асташевым, Н. А. Чугуновым, Д. В. Труневым, А. А. Коневым, Н. И. Белозеровым, И. В. Попковым, А. И. Петровым, В. М. Камыниным, Н. И. Самкотрясовым, А. П. Кухнюк, В. А. Косовым, В. И. Россовым, П. И. Россовым, Г. П. Гриневи́ч, В. А. Антонченко, Ф. К. Чинакаевым, Г. Е. Викуловым, А. Ф. Зуевым, В. М. Кандер, В. П. Сафроновым, А. П. Рихвановым, Ф. А. Давыдовым, Д. И. Макаровым, Я. И. Тумлуковым, В. И. Шубиным, Ю. А. Ивойловым, В. А. Чабаненко, Ю. П. Осташенко, Г. И. Храмцовым, П. В. Калинин и многими другими.

Выявлением месторождений полезных ископаемых, их оконтуриванием и прослеживанием рудных тел, а также выяснением глубинного строения Еравницкой, Зазинской и других депрессий Забайкалья плодотворно занимались геофизики А. А. Попов, В. Д. Дуденков, А. Д. Шпильков, А. К. Мучников, Ю. С. Тарасов, А. Н. Ситников, Г. О. Газарян, А. А. Сливинский, Р. Г. Вовченко и др.

Бурятским геологическим управлением издаются «Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятии», шесть их выпусков уже увидели свет.

Бурятская АССР расположена в южной части Восточной Сибири. На юге она граничит с Монгольской Народной Республикой, на юго-западе — с Тувинской АССР, на северо-западе — с Иркутской областью и на востоке — с Читинской областью. Территория республики находится в переходной зоне от таежных пространств Восточной Сибири к степным районам Монголии и занимает площадь 351,2 тыс. км².

Бурятия отделена огромными пространствами от основных экономических центров страны и от дешевых морских путей. Так, расстояние по железной дороге от г. Улан-Удэ до Москвы составляет 5519 км, а до Тихоокеанского побережья — более 3500 км. Республика лежит на важнейших путях, связывающих Центральные районы СССР с районами Дальнего Востока и демократическими странами Востока — Китайской Народной Республикой, Корейской Народно-Демократической Республикой, Монгольской Народной Республикой и Народно-Демократической Республикой Вьетнам.

РЕЛЬЕФ

Территория Бурятии характеризуется значительной расчлененностью рельефа и приподнятостью над уровнем моря. Преобладающими формами земной поверхности здесь являются средневысотные горы. Равнинных участков мало, и все они расположены высоко над уровнем моря (около 500—700 м). Даже уровень оз. Байкал (самое низкое место) находится на высоте 455 м. Господствующее на территории республики северо-восточное протяжение основных орографических линий в западных районах сменяется широтным и северо-западным (рис. 1).

Между горными хребтами и их крупными отрогами лежат довольно глубокие и местами широкие долины и межгорные понижения. В наиболее широких долинах расположены степные, лесостепные и луговые участки — основные фонды сельскохозяйственных угодий.

Большинство горных хребтов обладает пологими склонами и сравнительно низкими перевалами; их плоские массивы и отроги отделены друг от друга широкими падами. По северным и западным границам республики тянутся высочайшие в Восточной Сибири горные цепи с альпийским рельефом.

По особенностям рельефа территория Бурятии делится на четыре крупных района: Селенгинская Даурия, Восточный Саян, Байкальская горная область и Витимское плоскогорье.

Селенгинская Даурия, занимающая значительную часть Западного Забайкалья, включает в себя все центральные и южные районы Бурятии. На северо-западе и севере среднегорье Селенгинской Даурии переходит в высокое нагорье Восточного Саяна и Байкальскую горную область, на востоке распространяется за пределы республики, на юге смыкается с горами Северной Монголии, а на северо-востоке переходит в Витимское плоскогорье.

Горные хребты Селенгинской Даурии поднимаются в большинстве случаев до 1000—1500 м над уровнем моря, а отдельные вершины дости-

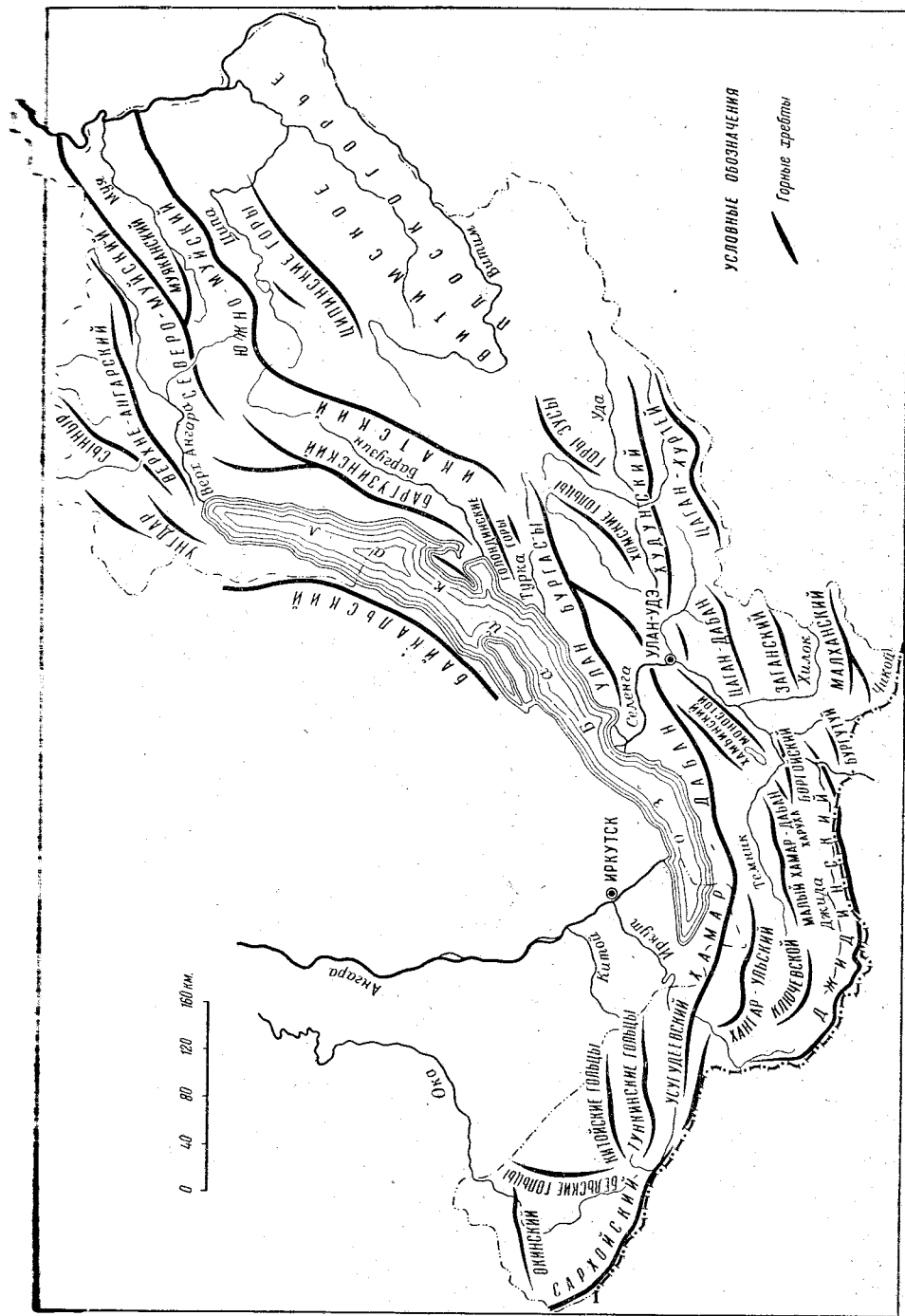


Рис. 1. Бурятская АССР. Орографическая схема

гают 2000 м¹. Преобладают массивные удлиненные возвышенности с мягкими очертаниями гребня, относящиеся к типу кряжей. Вершины их имеют в основном куполо-конусообразные формы. Во многих местах склоны и вершины гор покрыты лесной растительностью. Наряду с ними широко распространены и обнаженные вершины и полого спускающиеся безлесные склоны гор, представляющие собой горные степи. Местами на окраинах хребтов, главным образом по берегам рек, встречаются живописные скалы. Эти хребты не образуют какой-либо компактной линейной системы, имеющей главный ствол, а простираются параллельными рядами, вытянутыми с юго-запада на северо-восток с некоторыми местными отклонениями в ту или другую сторону. Они характеризуются низкорослым ландшафтом.

К главным горным сооружениям Селенгинской Даурии относятся хребты Цаган-Дабан (1400 м), Худунский (1100 м), Цаган-Хуртей (1600 м), Заганский (1300 м), Малханский (1700 м), Джидинский (2000 м), Бургутуйский (1100 м) и др. (см. рис. 1). Эти хребты тянутся на несколько сотен километров и имеют в ширину от 20 до 80 км. Кроме того, имеется много второстепенных хребтов, которые являются или разветвлениями первых, или самостоятельными орографическими единицами; они короче и ниже главных.

Межгорные котловины Селенгинской Даурии, в особенности тектонические котловины (Гусиноозерская, Тугнуйская, Удинская и др.), отличаются значительной шириной и прямолинейным направлением, параллельным хребтам; местами они достигают в ширину нескольких десятков километров, а местами суживаются до 2—3 км. В расширенных частях котловин обычно расположены равнинные или слабохолмистые степные пространства.

Восточный Саян представляет собой обширное и высокое нагорье, восточная часть которого входит в территорию Бурятии. Оно состоит из многочисленных плоскогорий, горных массивов и хребтов. Центральным горным массивом восточной части Восточного Саяна является Окинское плоскогорье, расположенное в основном в системе верхнего течения р. Оки. Оно расчленено долинами реки, характеризуется массивными, мягко очерченными формами рельефа и абсолютными высотами от 1800 до 2200 м. На юго-восточной окраине плоскогорья, на водоразделе рек Оки и Иркуты (на границе Бурятской АССР и МНР), расположен горный узел Мунку-Сардык («вечный голец»). Его главная вершина (3492 м) несет небольшие ледники и является высшей точкой Бурятии. В Восточной Сибири она уступает в высоте только вершине Хилизар-Дубху-Ула (3519 м) в южной части Тувы.

На восток и юго-восток от Окинского плоскогорья ответвляются высокие, сильно расчлененные горные хребты — Тункинские и Китойские гольцы и Джидинский хребет, причем последний служит переходным звеном от Восточного Саяна к Селенгинской Даурии. Эти хребты поднимаются до 2000—3000 м и более и обладают альпийскими формами рельефа: резко очерченными пирамидальными пиками, острыми гребнями, разрезаны узкими ущельями (рис. 2).

Байкальская горная область охватывает горные хребты и межгорные впадины, расположенные вокруг впадины Байкала. На западе Байкальская горная область примыкает к нагорью Восточного Саяна, на севере — к обширной Приленской плоской возвышенности, а на юге и востоке сменяется соответственно средневысотной Селенгинской Даурией и Витимским плоскогорьем.

¹ По преобладанию средневысотных гор Селенгинскую Даурию многие физико-географы называют Селенгинским среднегорьем.

Исследованиями, произведенными в последние десятилетия (В. А. Обручев, Е. В. Павловский и др.), установлено, что Байкальская горная область и Восточный Саян составляют юго-западную часть единого Станового нагорья, обрамляющего с юга Средне-Сибирское плоскогорье.

Весьма характерной особенностью рельефа Байкальской горной области являются обширные межгорные впадины, занятые аллювиальными равнинами. В крупнейшей из них расположено самое глубокое



Рис. 2. Тункинские гольцы к востоку от района курорта Аршан.
Фото Г. А. Дмитриева

озеро земного шара—Байкал. Водораздельные пространства во многих местах представляют собой холмистые или пологоволнистые поверхности. Сглаженные поверхности водоразделов пересечены густой сетью глубоких долин с крутыми склонами. В большинстве случаев эти долины имеют узкое дно, заваленное осыпями и глыбами, снесенными с крутых склонов, но нередки и широкие корытообразные долины (троги). Наиболее крупные межгорные впадины (Баргузинская, Верхне-Ангарская и др.), по которым текут реки, впадающие в Байкал, имеют сложное строение и включают в себя систему речных и озерных террас (рис. 3). По сравнению с альпийскими и средневысотными хребтами и предгорьями низменности побережья Байкала занимают значительно меньшую часть площади Прибайкалья. Они расположены преимущественно в устьях крупных рек, впадающих в Байкал.

К главным горным сооружениям Байкальской горной области относятся хребты Хамар-Дабан (2300 м), Улан-Бургасы (2000 м), Икатский (2000 м), Баргузинский (2700 м), Байкальский (2500 м), Верхне-Ангарский (2400 м), Северо-Муйский (2500 м) и Южно-Муйский (2000 м).

Витимское плоскогорье расположено в восточной части Бурятии и занимает в основном левобережье всего верхнего течения р. Витима и

область его притоков. На севере и западе оно примыкает к южным склонам хребтов Икатского и Южно-Муйского, на юге сливается со среднегорьем Селенгинской Даурии, а на востоке (за р. Витимом) переходит на территорию Читинской области. Плоскогорье представляет собой лесистую горную страну, состоящую из невысоких увалов с пологими склонами и из болотистых равнин. Относительно спокойный рельеф плоскогорья осложнен речными долинами системы р. Витима, местами врезающимися на значительную глубину.

Высоты Витимского плоскогорья И. Н. Гладцин характеризует следующим образом: водоразделы приподняты над дном долины на 400—



Рис. 3. Баргузинская долина. Террасы в конусе выноса рч. Улюн при выходе из Баргузинских гор. Фото Г. А. Дмитриева

600 м, причем наивысшие точки их отстоят от долины очень далеко. Абсолютные высоты главных водоразделов достигают 1700—1870 м при высоте перевалов 1385—1490 м.

Наиболее крупные реки, врезаясь в плоскогорье, образуют то узкие, то широкие долины. При этом нередко подмываемый берег бывает крутым и скалистым, а противоположный ему представляет собой обширные болотистые равнины, усеянные озерами.

Во многих местах Витимского плоскогорья, особенно в левобережной части р. Витима, в бассейнах его притоков Джилинды, Аталанги и верховьев Амалата рельеф становится почти равнинным, платообразным, что связано с наличием горизонтальных базальтовых покровов. Там, где нет базальтов, рельеф более расчлененный.

КЛИМАТ

Положение Бурятии почти в центре обширного Азиатского материка, на большом удалении от морей, определяет ряд особенностей ее климата. В зимний период над ее территорией располагается мощный отрог сибирского антициклона с интенсивными процессами радиацион-

ного выхолаживания подстилающей поверхности и воздуха, что создает ясные маловетренные погоды с сильными морозами. Летом же основное значение приобретает вынос воздушных масс с запада и их интенсивное прогревание, особенно в первую половину лета (май — июнь). В это время формируется теплый, нередко жаркий континентальный воздух умеренных широт. Во вторую половину лета (июль — август) над Бурятией резко усиливается активность циклона и преобладает дождливая погода. В это время выпадает основная масса осадков. Вместе с тем июльское интенсивное прогревание поверхности почвы и воздуха способствует появлению в обширных межгорных котловинах местного жаркого и сухого воздуха, приближающегося по своим свойствам к континентальному тропическому воздуху. Весной развитие циклонов приводит к возникновению сильных ветров и возврату холодов. Осенью преобладают процессы выхолаживания воздуха, а последующее развитие циклонов способствует резкому усилению ветров и некоторому потеплению. В целом климат Бурятской АССР характеризуется продолжительной (6—7 месяцев) холодной и малоснежной зимой, умеренно теплым, местами теплым летом.

Байкал на климат центральной части Бурятии почти не влияет, потому что между озером и этой частью республики простираются высокие горные хребты Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Однако Байкал оказывает значительное влияние на климат тех районов, которые непосредственно примыкают к озеру. Вследствие очень большой глубины Байкала в теплообмен с окружающей воздушной массой вступает колоссальное количество воды, это приводит к более сильному, чем в других районах, охлаждению воздушных масс над Байкалом и вокруг него в летний период и повышению их температуры зимой.

В целом для Бурятии, так же как и для всей Восточной Сибири, характерен резко выраженный континентальный климат с большими амплитудами колебаний годовой и суточной температур и обилием солнечных дней. Средняя температура января составляет минус 24—25°, а июля — плюс 17—18°. Средние годовые температуры в различных районах далеко не одинаковы. Наиболее низкая среднегодовая температура наблюдается в районах Витимского плоскогорья (Верхний Ципикан — минус 9,2°) и Восточного Саяна (Ильчир — минус 6,6°). Относительно высокая среднегодовая температура характерна только для южной окраины республики (Кяхта — минус 0,5°) и южного побережья Байкала (Бабушкин — минус 0,5°). Среднегодовая температура Улан-Удэ минус 1,9°. Минимальная температура воздуха в январе на территории Бурятии бывает ниже минус 50°, а максимальная температура в июле достигает 37—38°. Столь значительные колебания температуры воздуха свидетельствуют о почти полном отсутствии смягчающего влияния океанов и о резкой континентальности климата. Величина континентальности составляет от 54% на Байкале до 85—90% в замкнутых межгорных котловинах. Континентальность климата оказывает большое влияние на ход современных рельефообразующих процессов, в особенности на интенсивность морозного выветривания горных пород, глубину промерзания и на действие летних паводков.

Значительная часть территории Бурятии находится в зоне недостаточного увлажнения. Годовое количество осадков во многих сельскохозяйственных районах (в долинах рек Селенги, Уды, Баргузина и др.) не превышает 250—300 мм, т. е. такое же, как и в засушливых районах юго-востока Европейской части СССР. Только в горных районах осадки обильны (более 300, 400 и 500 мм в год). Особенно много влаги приходится на долю северных склонов хребта Хамар-Дабан (от 500 до 1200 мм и более в год).

Основное количество осадков приходится на период с конца июня до середины сентября, причем самыми дождливыми месяцами являются июль и август, в течение которых выпадает около 55—60% годового количества осадков. Поздние летние осадки вредно отражаются на созревании зерна и затрудняют уборку сена и зерновых. Вместе с тем большая часть земледельческой территории республики получает недостаточно влаги в мае и июне. Весенние (майские) и ранние летние (июньские) засухи — частое явление для большинства районов и, пожалуй, самая неблагоприятная черта климата Бурятии.

В основных земледельческих районах (в долинах рек Джиды, Чикоя, Хилка, Селенги, Уды, Баргузина и Тунки) число дней в году с температурой выше $+5^{\circ}$ составляет в среднем 150—160, а число дней с температурой выше $+10^{\circ}$ около 110—115. Сумма тепла за период с температурой выше $+5^{\circ}$ составляет в среднем 1900—2000 $^{\circ}$, а за период с температурой выше $+10^{\circ}$ сумма тепла равна 1600—1700 $^{\circ}$. Эти агроклиматические условия вполне достаточны для произрастания основных сельскохозяйственных культур.

На большей части территории Бурятии толщина снежного покрова, в месяц наибольшей его мощности, в среднем 25 см, а в южных степных районах — не более 5—10 см, причем во многих местах снежный покров отсутствует вследствие сдувания снега ветрами. В горных же районах мощность снежного покрова нередко достигает 125—150 см.

В условиях низких температур почвы и воздуха повсеместно наблюдается значительное (до 2—2,5 м) сезонное промерзание почвы, которое в центральных и северных районах республики нередко соприкасается с многолетней (вечной) мерзлотой; в Забайкалье многолетняя мерзлота не имеет сплошного распространения, а встречается в виде отдельных островов. Будучи водонепроницаемым, многолетнемерзлый слой вызывает избыточное увлажнение и заболачивание почв. Мощность многолетней мерзлоты, равно как и глубина залегания ее нижней границы, весьма различны. В гольцовой зоне они исчисляются тремя-четырьмя сотнями метров. Нижняя граница толщи слоистой мерзлоты в Тункинской впадине не установлена, но местами лежит глубже 500—600 м.

ГИДРОГРАФИЯ

Территория Бурятии обладает сравнительно развитой речной сетью. Здесь насчитывается до 9 тысяч рек и речек, которые относятся к системам Енисея и Лены. Большинство рек имеет горный характер. Горный рельеф бассейнов обуславливает значительную густоту речной сети и многоводность рек, а также большой запас водной энергии. По предварительным данным, потенциальные запасы водной энергии превышают 15 млн. кВт средней годовой мощности. Некоторые степные участки в бассейнах рек Селенги, Джиды, Уды и Баргузина относительно бедны реками, что обусловлено главным образом сухостью климата.

В течение шести зимних месяцев (с начала ноября до начала мая) реки Бурятии скованы льдом. Весенний ледоход совершается сравнительно быстро, в течение 7—10 дней, а процесс замерзания с момента появления шуги¹ до установления устойчивого покрова льда длится 10—15 дней.

В зимний период на многих реках наблюдаются весьма своеобразные явления: промерзание до дна, а также наледи — «кипение» грунтовых и речных вод, связанное с сильными морозами и вечной мерзлотой.

¹ Мелкий рыхлый лед, появляющийся перед ледоставом.

Наледи сильно затрудняют движение транспорта по зимним дорогам, проходящим по льду рек. В период сильных летних паводков, образующихся от обильных дождей и позднего таяния снегов на вершинах высоких гор, многие реки выходят из берегов и причиняют большой ущерб.

Крупнейшей судоходной рекой республики является р. Селенга. Она берет свое начало в Монголии. Селенга — самая крупная из рек, впадающих в Байкал. Общая длина ее 1206 км, из них 419 км приходится на территорию Бурятии. Селенга собирает свои воды с огромной территории (около 0,5 млн. км²) и принимает в себя многоводные притоки. Благодаря этому она несет весьма мощный поток воды, средний дебит которого в районе г. Улан-Удэ составляет 1 тыс. м³ в секунду.

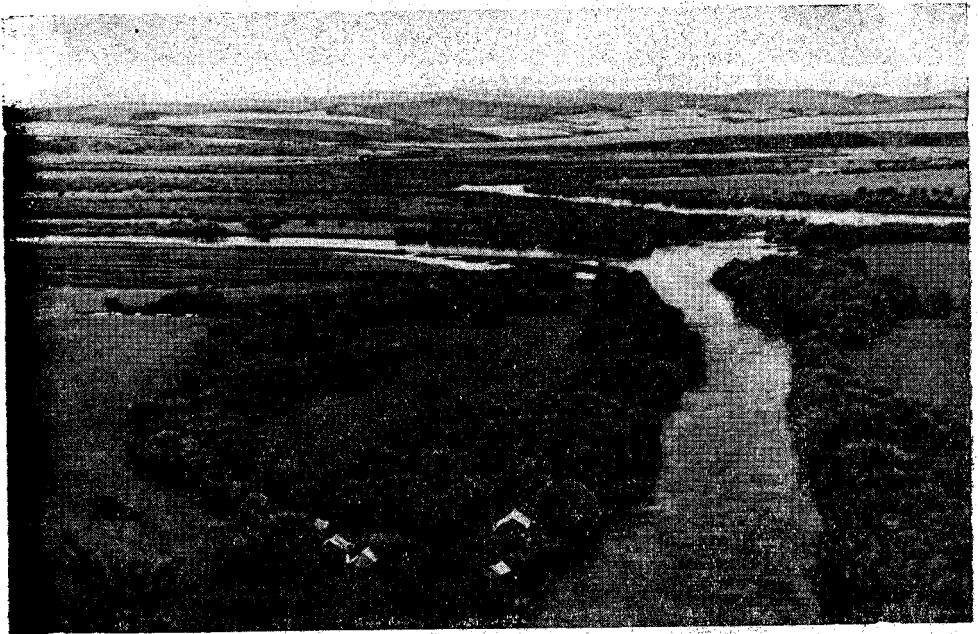


Рис. 4. Долина р. Хилка выше с. Бичура. Вид с правого берега на левый (с севера на юг). Фото Г. А. Дмитриева

На территории Бурятии в Селенгу впадают судоходные реки Чикой и Хилка и ряд сплавных притоков — реки Джиды, Уда с Курбой, Темник, Итанца и др.

Селенга судоходна почти на всем протяжении от границ МНР до Байкала: только в низовьях реки судоходство затруднено из-за наличия бара (мели). Для нормальной эксплуатации низовьев Селенги необходимо произвести дноуглубительные работы.

Селенга имеет исключительно важное значение как крупный источник гидроэлектроэнергии. Значительными запасами гидроэнергии обладают и ее притоки. Так, среднегодовая кадастровая мощность р. Чикоя составляет 530 тыс. квт, р. Хилка — 310 тыс. квт, р. Джиды — 230 тыс. квт.

Селенга и ее притоки имеют также важное значение как источники водоснабжения и орошения (рис. 4), так как бассейн этой реки находится в зоне недостаточного увлажнения. Кроме того, Селенга представляет собой основное естественное нерестилище байкальского омуля.

Другими крупными реками, впадающими в Байкал, являются Баргузин, Верхняя Ангара и Турка.

Река Баргузин имеет протяжение 400 км; судоходство осуществляется от устья на 175 км вверх по течению. Притоки Баргузина порожистые, с быстрым течением. Часть левых его притоков (Гарга, Ина и Гусиха) пригодна для молевого сплава леса.

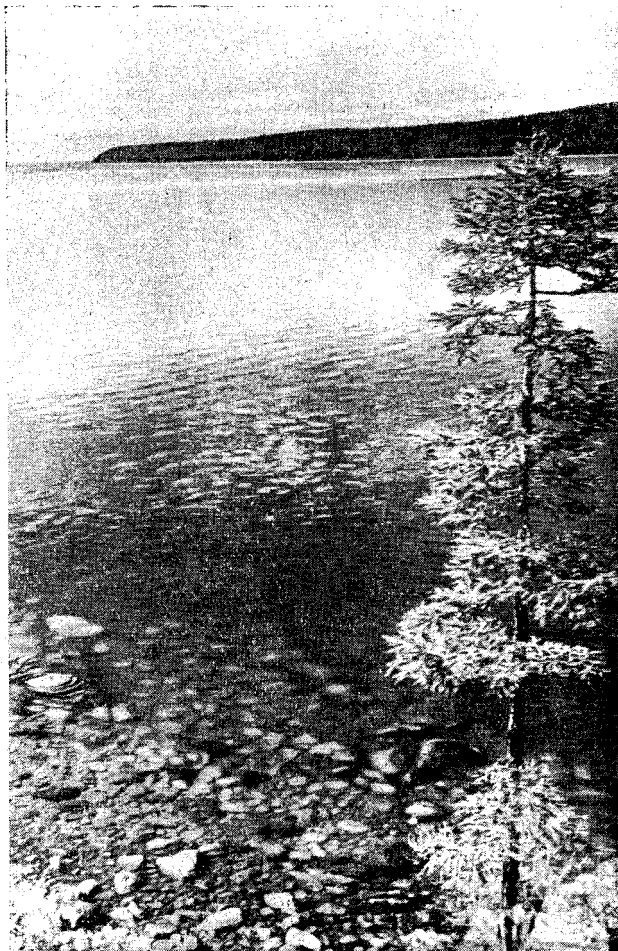


Рис. 5. Озеро Байкал, губа Фролиха (Нерунда). На переднем плане размытая морена, на заднем — террасированный, сложенный мореной мыс Немнянка.
Фото Н. А. Флоренсова

Река Верхняя Ангара имеет длину 640 км, судоходна в нижнем течении на расстоянии 270 км. По некоторым притокам (Катера, Светлая, Чуро) возможен молевой сплав леса.

Река Турка является одной из крупных сплавных рек, впадающих в Байкал. Она имеет длину 170 км. По реке идет плотовой сплав на протяжении 50 км, а молевой — на 100 км.

Река Витим — крупный правый приток Лены. Общая ее длина 1887 км, из которых 1294 км приходится на территорию Бурятии. Наи-

более крупными притоками Витима являются реки Ципа с Амалатом и Муя, которые используются для местного сообщения. Судоходство по Витиму возможно от устья р. Холоя (правый приток) до устья р. Муи (левый приток) на расстоянии 730 км. Витим располагает огром-

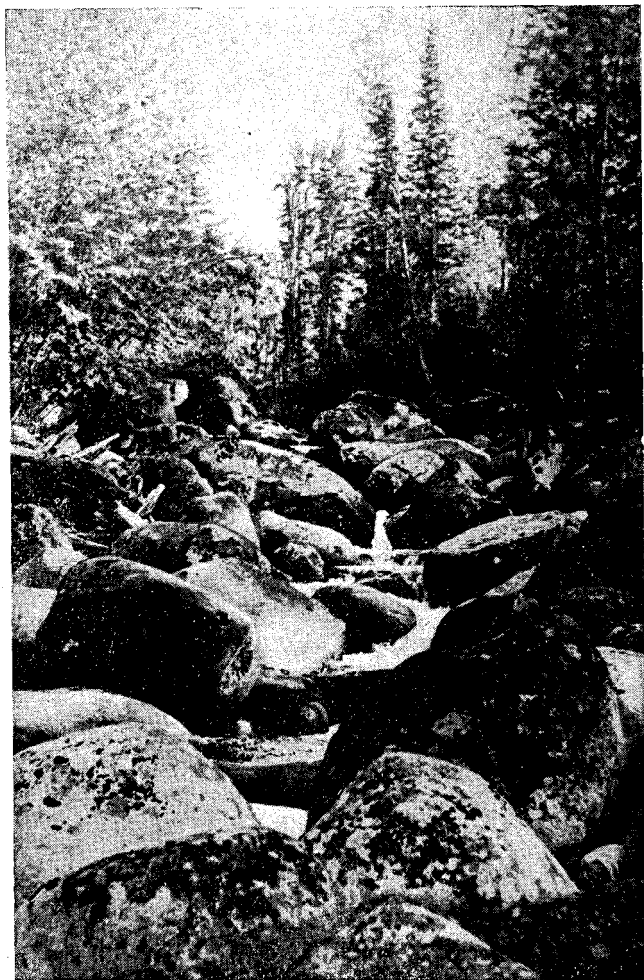


Рис. 6. Река Половинка при выходе из хребта Хамар-Дабан. Русло загромождено гранитными валунами. Фото Г. А. Дмитриева

ными гидроэнергетическими ресурсами. Здесь может быть создан каскад крупнейших гидроэлектростанций суммарной мощностью 4,5 млн. л.ст.

Река Иркут — левый приток Ангары, имеет общую длину 470 км и протекает по территории Бурятии на расстоянии 350 км; является главной рекой и обладает значительными запасами гидроэнергии.

На территории Бурятии находится большая часть одного из величайших пресных водоемов — оз. Байкал (рис. 5). По своей максималь-

ной глубине (1620 м) оно занимает первое место в мире¹, а по акватории (свыше 34 тыс. км²) — седьмое место. По объему водной массы (23 тыс. км³) Байкал стоит на втором месте среди озер земного шара, уступая лишь огромному Каспийскому морю, и является самым значительным скоплением пресных вод в мире. Длина Байкала 636 км, наибольшая ширина 79,4 км, средняя 48 км.

Воды Байкала отличаются исключительной чистотой и прозрачностью. Их температура в приповерхностном слое открытого Байкала

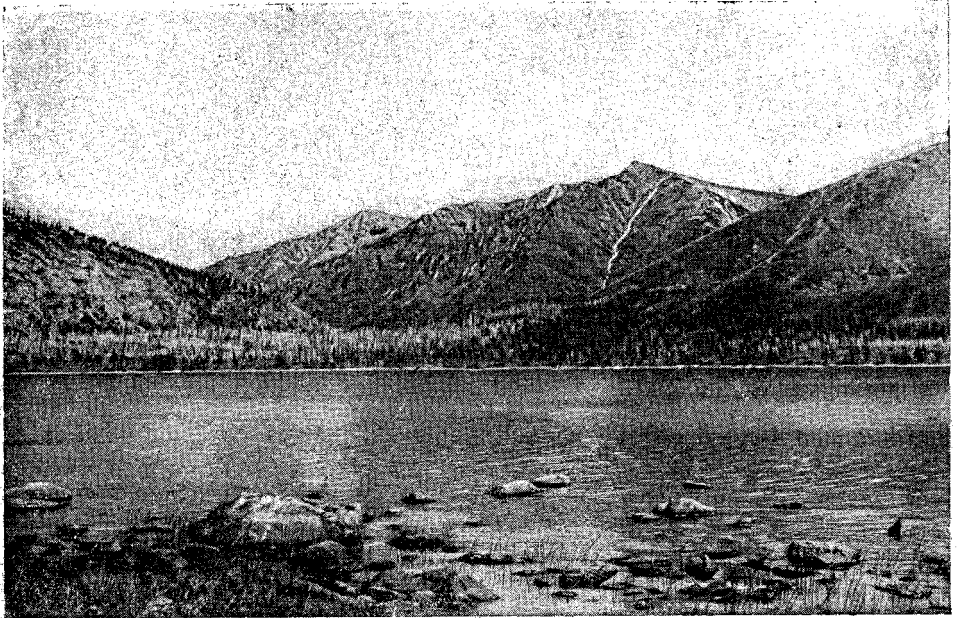


Рис. 7. Озеро Фролиха в ледниковой долине (Ангаро-Баргузинское нагорье).
Фото Н. А. Флоренсова

даже в конце лета (август) равна 9—10°, а в глубоких придонных слоях — около 3°. Озеро покрывается льдом только в начале января, вскрывается в мае, а в северной части — в начале июня. Толщина льда достигает 1,0—1,3 м.

С окружающих гор в Байкал стекает 336 рек и речек (рис. 6), а вытекает одна Ангара, которая по своим гидроэнергетическим запасам превосходит четыре крупнейшие реки Европейской части СССР: Волгу, Каму, Днепр и Дон.

Байкал представляет собой огромное естественное водохранилище для строящихся ангарских гидроэлектростанций. Крупное народнохозяйственное значение озера определяется еще рыбным промыслом и водным транспортом.

Кроме Байкала, на территории республики расположено несколько больших озерных групп: Гусино-Убукунская, Еравнинская, Баунтовская, Северо-Байкальская, Баргузинская и др. (рис. 7). Почти во всех

¹ До последнего времени считалось, что максимальная глубина Байкала 1741 м, но батиметрические работы Байкальской лимнологической станции АН СССР, проведенные в 1958—1959 гг. (Б. Ф. Лут), доказали отсутствие таких глубин. Примерно в том же районе (близ о. Ольхон) была обнаружена максимальная глубина в 1620 м. — *Прим. ред.*

этих озерных районах имеются значительные запасы рыбы. Так, средняя рыбная продуктивность некоторых крупных озер (без Байкала) составляет вместе около 35 тыс. ц в год.

ПОЧВА И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Положение Бурятии на границе двух различных природных зон — Восточно-Сибирской горно-таежной и Центрально-Азиатской степной — создало большое разнообразие и особый характер распределения почвенно-растительного покрова.

Большая часть Бурятии, главным образом северные, северо-восточные, северо-западные и западные районы, покрыта горной тайгой;

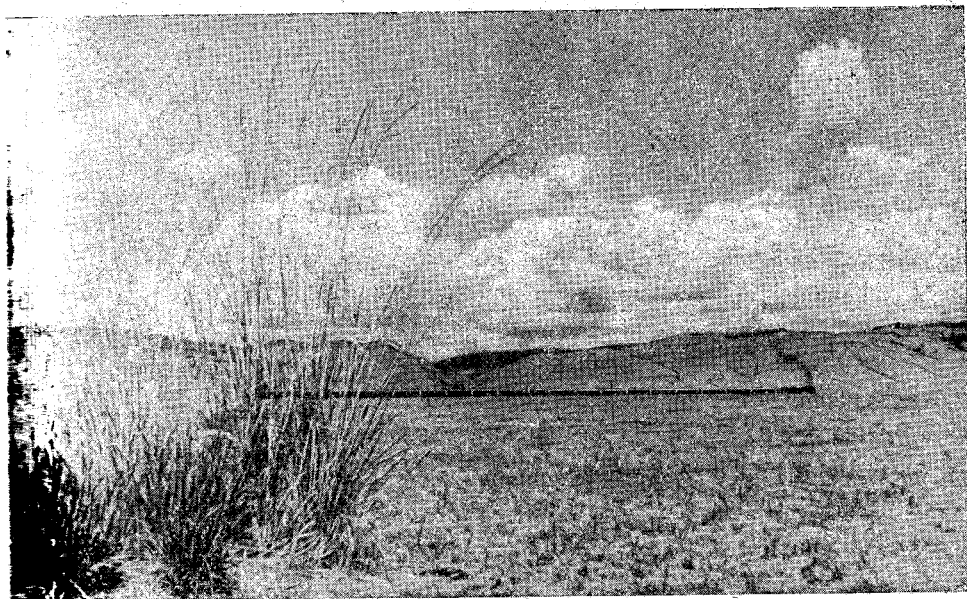


Рис. 8. Степной ландшафт в Гусиноозерской впадине между оз. Гусиным и хребтом Хамбинским. Фото Г. А. Дмитриева

Южная часть очень сходна со степями Монголии, а в средней преобладает лесостепной ландшафт. По вершинам горных кражей далеко на юг проникают элементы таежного ландшафта, тогда как южные степные элементы, приуроченные к межгорным понижениям и котловинам, проникают далеко в северные районы.

Степи приурочены в основном к более пониженным участкам склонов, широким долинам и реже покрывают верхние части гор, а леса занимают возвышенные части рельефа (рис. 8). Почти во всех районах Бурятии степи на южных склонах поднимаются нередко до 900—1000 м абсолютной высоты. Выше этой границы, примерно до высоты 1500—1600 м, обычно расположен лесной пояс, причем ниже всех размещены сосновые и лиственничные леса, на более высоких участках — кедровые насаждения с примесью лиственницы, ели и пихты. Выше (главным образом в Саяно-Тункинском районе и в Байкальской горной области) лесной пояс сменяется субальпийским и альпийским поясами, где на скально-каменистых почвах растут кедровый стланик, бадан, мхи, лишайники и другие травянистые и кустарниковые растения.

Районы восточного побережья Байкала и Витимского плоскогорья являются наиболее лесистыми в Бурятии. Менее лесисты южные и центральные районы.

Степи Бурятии «вкраплены» отдельными участками в основной фон лесов. Наиболее обширны Баргузинская (Куйтуны), Еравнинская, Удинская, Тугнуйская, Бичурская, Кударинско-Чикойская, Селенгинская, Боргойская и Джидинская степи.

Наиболее широко распространены в Бурятии почвы подзолистого типа. Они располагаются в основном на территории плоскогорий, нижних и средних частей склонов хребтов под лиственничными, сосновыми и кедрово-пихтовыми лесами. Степень их оподзоленности невелика. Часто встречаются каменистые и маломощные почвы без признаков оподзоливания.

Из почв степных территорий широкое распространение имеют каштановые почвы. Наиболее мощные и гумусированные их разновидности распахиваются, а маломощные массивы служат пастбищами. Самые плодородные почвы — черноземы, но они занимают значительно меньшие площади, чем каштановые почвы. Переходным звеном от черноземных и каштановых почв к подзолистым являются серые лесные почвы, расположенные ниже подзолистых.

Болота и заболоченные почвы занимают значительные пространства главным образом в крупных долинах (Верхне-Ангарская, Баргузинская, Тункинская), а также на Витимском плоскогорье и в дельте р. Селенги. Площадь сельскохозяйственных угодий республики по отношению к огромной ее территории весьма невелика (менее 10%).

ЖИВОТНЫЙ МИР

По богатству и разнообразию животного мира Бурятия занимает одно из первых мест среди областей и республик Советского Союза.

В обширных горно-таежных и лесных районах почти повсюду обитают пушные звери — соболь, белка, колонок, заяц-беляк, россомаха, рысь, медведь и др. Из диких копытных распространены изюбр, косуля, кабарга, кабан, лось, горный козел и северный олень.

В лесостепных и степных участках особенно часто встречаются такие промысловые животные, как лисица, волк, горноста́й, хорек, суслик, косуля и др. В южных районах наряду с типично сибирской фауной встречаются представители центральноазиатского животного мира: сурок-тарбаган, даурский и джунгарский хомячки, монгольский тушканчик, даурский еж, дикий кот манул, заяц-тулай и др. Из птиц обитают дрофа, серая куропатка, жаворонки и другие степные формы. Из водоплавающей и боровой дичи наиболее ценны гуси, утки, лебеди, рябчики, куропатки и глухари. Из обитателей рек и озер известно около 40 видов рыб, почти половина которых освоена промыслом. Особенно богато ценными промысловыми рыбами оз. Байкал.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

На всех изданиях обзорной геологической карты СССР территория Бурятии неизменно изображалась как внутренняя часть огромного поля, сложенного преимущественно древними слоистыми толщами, прорванными очень крупными телами древних же гранитов. С годами, а следовательно, с накоплением геологического материала, становилось все очевиднее, что первые наброски хорошо отразили основные черты геологии Бурятии и довольно верно наметили общий путь исторического развития этой горной страны.

Основательное и систематическое геологическое изучение Бурятии началось довольно рано (раньше других областей Сибири и Дальнего Востока). В. А. Обручеву первому удалось создать и в очень доступном виде изложить единую геологическую концепцию Селенгинской Даурии — территории, занимающей всю юго-восточную часть Бурятии. Случилось так, что именно на материалах этой территории выросли и затем до крайности обострились противоречия других, новых геологических школ и направлений. Наконец, в начале второй половины XX в., когда подверглись суровой переоценке ценности старой геологической теории, например появились очень серьезные сомнения во всеобщности дилеммы «платформа или геосинклиналь», стало терять прежний смысл понятие «геосинклинальный гранитный магматизм» и др., возникла необходимость по-новому подойти и к обобщению данных по геологии Бурятии.

Бурятия — горная страна. Ее основными морфологическими единицами являются высокие плоскогорья, преобразованные в узком Прибайкальском поясе в альпинотипные хребты, низкие плоскогорья, средневысотные горы и горные массивы и, наконец, межгорные впадины — от миниатюрных до гигантских, таких, как Байкальская.

В современных административных границах, имеющих мало общего с природными, географическими границами, Бурятия представляет собой геологически весьма неоднородную территорию. В нее входят разновозрастные структурные комплексы, глубоко отличные по составу, морфологии и геологической истории. Вместе с тем в них нет и вполне взаимоисключающих черт, таких, которые позволили бы решительно противопоставить отдельные районы друг другу в качестве, например, типичных платформенных и типичных геосинклинальных. Это и составляет одну из главных трудностей при попытках геологического районирования Бурятии. Территория последней образует (и это стало очень хорошо видно сейчас, после проведения систематических съемок в северо-восточных и северных районах страны) как бы внутреннюю часть, своего рода ядро, гигантского Восточно-Сибирского кристаллического «массива»¹ с его характерными внешними структурными дугами — Витимо-Патомской и Южно-Байкальской. Это гигантское «ядро», перифе-

¹ Под Восточно-Сибирским «массивом» здесь подразумевается область массовых выходов кристаллических и метаморфических пород в пределах Иркутской и Читинской областей и Бурятии, географически — это Саяно-Байкальское нагорье и Забайкалье.

рические части которого лежат в смежных с Бурятией областях, само состоит из наиболее древних (архейских) ядер и облекающей их кристаллической ткани в виде позднедокембрийских и кембрийских слонистых серий со сложным, местами даже запутанным структурным рисунком.

Действительно, почти вся (не менее 90%) площадь Бурятии сложена кристаллическими породами, которые выходят на поверхность или покрыты чехлом рыхлых четвертичных отложений. Метаморфические породы высшей ступени метаморфизма слагают отдельные массивы или глыбы: Северо-Муйскую, Южно-Муйскую, Амалатскую, Байкальскую, Хамар-Дабанскую, наконец, ряд глыб — как узких, вытянутых, так и коротких, изометричных — в Восточном Саяне.

Высоко- и среднеметаморфизованные осадочные серии протерозоя, подразделяемого на два или три комплекса, часто связаны пространственно и генетически с архейскими массивами, но, кроме того, образуют крупные самостоятельные полосы и поля, вытянутые в соответствии с господствующим в данной зоне простираем (широтным в Восточном Саяне и Восточном Хамар-Дабане, меридиональным и северо-восточным в Северо-Байкальском нагорье, в Баргузинском и Икатском хребтах, преимущественно северо-западным в Муйско-Витимском районе). Крупнейшие площади и структуры, сложенные протерозоем, тяготеют к полосе байкалид, частично превращенных в нижнем палеозое в миогеосинклинальную область байкальских каледонид.

Умеренно и слабо метаморфизованные терригенные, вулканогенные и карбонатные формации нижнего палеозоя, преимущественно нижнего кембрия, в миогеосинклинальной области каледонид тяготеют к узким полуизолированным прогибам, которые или наследовали байкальские прогибы, или примыкали к ним. В эвгеосинклинальной области эти формации наблюдаются в виде разрозненных, рассеянных по всему Западному Забайкалью ключев и обрывков складчатого нижнего палеозоя, когда-то составлявшего, по-видимому, почти сплошной осадочный покров.

На складчатом байкальско-каледонском основании в пределах Бурятии лежат толщи, частично (и условно) относящиеся к верхнему палеозою, главным же образом — к нижнему и среднему мезозою. Мезозойские образования имеют континентальный генезис и представлены формациями межгорных впадин (вулканогенной, молассоидной, частично угленосной). Они распространены только в южных и западных районах республики, где повсеместно, но крайне неравномерно дислоцированы, а местами — на контактах с мезозойскими интрузиями и близ крупных разломов — заметно метаморфизованы.

Верхнемезозойские (нижнемеловые) континентальные, почти всегда угленосные отложения залегают в небольших плоских межгорных впадинах, весьма многочисленных и рассеянных по всему Забайкалью. Эти образования, как правило, испытали лишь нормальный диагенез. В краевых частях впадин они иногда пересечены кислыми и щелочными дайками. Дислоцированы слабо и очень неравномерно.

Кайнозойские образования представлены палеогеновой (?) обломочной толщей, известной только в двух изолированных районах (в основании отложений дельты р. Селенги и в верховьях р. Уды), и неогеновой угленосной серией, развитой во впадинах байкальского типа — Южно-Байкальской, Тункинской и Баргузинской, а также маломощными красноцветными отложениями с гиппарионовой фауной, встречающимися в южных районах Бурятии. Разнообразные четвертичные отложения, главным образом средне-верхнеплейстоценовые пески, покрывают значительные площади в долинах рек и в межгорных впадинах.

На гольцовых плоскогорьях и в районах альпинотипных хребтов значительную роль играют моренные отложения.

Бурятия — страна изверженных пород, которые занимают едва ли не 50% площади всей республики. Их обилие, петрографическое и геологическое разнообразие, различное контактное воздействие на вмещающие породы, связанная с интрузиями гидротермальная деятельность обусловили образование многочисленных рудопоявлений и месторождений на территории Бурятии (золото, молибден, вольфрам, титан, железо, асбест, флюорит, графит и др.). Отсюда вытекают большие трудности в расшифровке последовательности образования самих магматических пород, в объединении их в генетические семейства и формации, а также в расшифровке пространственных и генетических соотношений с осадочными толщами и их структурами. Все это препятствует разработке стратиграфии как докембрийских, так и мезозойских слоистых образований.

На первых обзорных геологических картах СССР в масштабе 1:5 000 000 и 1:2 500 000 территория Бурятии казалась сложенной преимущественно гранитами; это гранитное «поле», будучи нерасчлененным, создавало впечатление единого гигантского батолита. Позже, с развертыванием систематической геологической съемки, появились законные сомнения как в единстве и однообразии гранитов Бурятии, так и в сплошности их выходов на огромных площадях. Современная геологическая карта Бурятии во многих отношениях существенно отличается от первых сводок подобного типа. Площади, занятые гранитами, на ней несколько сократились, что особенно хорошо стало видно в центральной части Витимского плоскогорья. Кроме того, изверженные породы на этой карте дифференцированы по возрасту, типу, составу. Все это ведет к усложнению геологического рисунка, к его полихромности, но в целом изверженных масс на геологических картах почти не уменьшилось. Первый общий «набросок» геологической карты Бурятии, сделанный еще в 1937 г., оказался все же принципиально верным.

Вопрос о действительных взаимоотношениях между широко развитыми в Бурятии изверженными породами и многочисленными разрозненными островками слоистых толщ, нередко отграниченных друг от друга тектоническими разломами, разными геологами решается неодинаково. По-видимому, во многих случаях обрывки осадочных и метаморфических пород представляют собой остатки кровли плутонов, в других же случаях — это крупные, корнями уходящие вглубь блоковые останцы, уцелевшие от фронтального метасоматоза.

В настоящее время на площади Бурятии установлены следы минимум девяти магматических циклов: 1) архейского с его древнейшими гипербазитами, трондьемитами и аляскитами; 2) протерозойского с сипилито-кератофировой формацией, гипербазитами и гранитами; 3) позднепротерозойского (байкальского) с теми же типами магматических явлений; 4) каледонского — базиты, гипербазиты и геосинклинальные подводные вулканические образования и крупные тела гранитов, отклоняющихся в своем химизме в сторону щелочного ряда; 5) раннегерцинского — гранодиориты, граносиениты; 6) древнемезозойского (условно древнекиммерийского) — кислые и основные эффузивы, а позже — граниты, граносиениты, сиениты, возможно, щелочные сиениты; 7) средне-мезозойского (среднеюрского) — порфириты, андезиты, затем кислые и ультракислые граниты, граносиениты в виде «малых», гипабиссальных интрузий; 8) верхнемезозойского — кислые и основные эффузии, дайки и штоки микросиенитов, микродиоритов, сиенит-порфиров; 9) кайнозойского — базальты (вулканические плато и одиночные потоки).

Обилие продуктов магматического процесса, неоднократно возобновлявшегося в геологической истории и захватившего громадные площади, равно как и обилие разломов различных типов, простираний, масштабов смещений и глубин заложения, составляет важную, во всем главном давно отмеченную В. А. Обручевым, черту геологии Бурятии. Древнейшие разломы в Саяно-Байкальском нагорье датируются нижним протерозоем, самые юные — современной эпохой. Древнейшие (архейские) глыбы местами расколоты четвертичными сбросами. Здесь же неогеновые и четвертичные поднятия вывели на поверхность смятые слоисто-кристаллические и метаморфические комплексы раннего и позднего докембрия, а вместе с ними — сплошные массы магматических и метасоматических гранитов. Размеры гранитных плутонов столь велики, а их возрастные рамки и соотношения настолько неотчетливы, что они являются главной помехой при попытках рационального структурного районирования. По этой причине еще в 1952 г. на тектонической карте СССР масштаба 1:4 000 000 гранитные массивы Восточно-Сибирской зоны были объединены в один довольно неопределенный класс с «антиклинальными структурами». Но попытки понять общую тектоническую структуру территории Бурятии с помощью самых простейших обобщений (например, путем отнесения гранитоидных массивов каждого предыдущего исторического этапа к антиклинорным зонам, структурам, комплексам, а слоистых образований рассматриваемого этапа — к соответственным синклинорным комплексам) приводят лишь к обеднению содержания геологической карты.

На основании всего наличного материала можно считать, что в геологической истории Бурятии оставили свои следы следующие седиментационные циклы: архейский; сложный позднедокембрийский (нижний, средний и верхний комплексы протерозоя); раннекаледонский; верхнепалеозойский (только на юго-востоке Бурятии); мезозойский или триас-юрский; верхнемезозойский и неоген-четвертичный. Еле уловимы (гипотетичны) следы других, промежуточных звеньев, например девона и нижнего карбона, верхнего мела и палеогена.

Таким образом, общий нормальный геологический разрез Бурятии оказывается довольно полным. Существующие перерывы геологической летописи объяснены только частично. Продолжительные интервалы времени, такие, как силур, девон — нижний карбон и верхний мел — палеоген, почти или совсем не оставившие геологических документов, составляют одну из важнейших проблем в дальнейшем изучении геологии Бурятии.

От архея до юры (возможно, даже до низов мела) мы не знаем ни одной крупной возрастной группы, в состав которой не входили бы самостоятельные гранитоидные (магматогенные или метасоматические) тела. Уровень магматической активности, судя по ее поверхностным следам, резко падает только начиная с верхней юры. В раннем и позднем докембрии и отчасти в нижнем палеозое эффузивная деятельность отвечала спилито-кератофировому типу. В мезозое она протекала весьма своеобразно — очень активно, но и очень дифференцированно во времени, в пространстве (обстановке межгорных впадин) и обусловила исключительное разнообразие вулканических продуктов — от диабазов и палеобазальтов до фельзитов и кварцевых порфиров. В Бурятии известны докембрийский и нижнепалеозойский гипербазитовые комплексы и соответствующие им офиолитовые поясы. В кайнозое при излияниях лав типа платобазальтов отмечены выносы обломков ультраосновного состава с очень больших глубин (Белов, 1960а).

Последние бесспорные следы морского режима и соответственно позднейшие морские отложения в Бурятии датируются нижним палео-

зоём. В течение последних 300—350 млн. лет вся эта страна оставалась сушей или областью распространения континентальных водоемов. Наибольшей выровненности она достигла, видимо, в палеогене, а уже в неогене была вовлечена в глобальный неотектонический процесс, не прекратившийся и в современную эпоху. Этот особый этап геологической истории Бурятии, породивший своеобразные, родственные восточноафриканским континентальные структуры байкальского типа (Павловский, 1948а), можно назвать нео- или новобайкальским (Флоренсов, 1960в).

В первой четверти XX в. на материале наблюдений в Бурятии, а также в соседних областях Прибайкалья и Забайкалья складывались одна за другой различные тектонические концепции: древнего темени Азии (Зюсс, Обручев), сибирских каледонид (Делонэ, Борисьяк, Тетяев) и покровных альпид (Тетяев). В начале второй четверти XX в. Н. С. Шатский предложил новое понимание тектонической сущности Прибайкалья, и в науку был введен новый термин — «байкалиды». В 40-х годах текущего столетия в противовес идеям Н. С. Шатского Е. В. Павловский выступил с концепцией несколько урезанных в своем развитии, но все же вполне самостоятельных восточносибирских каледонид.

Большое значение в обосновании новых идей в геоморфологии, неотектонике, геологии континентальных отложений, особенно угленосных, имели для Восточной Сибири труды сибирских исследователей геологии Бурятии. На этой территории концентрировал внимание до конца своей жизни и старейший из сибирских геологов В. А. Обручев.

Геологические исследования Бурятии показывают, что эта территория по-прежнему (не по традиции, а из-за своей сложности и своеобразия) представляет большой интерес для изучения как древних и древнейших слоисто-кристаллических, так и осадочных континентальных образований.

Совершенно исключительный интерес представляет проблема структурного развития Бурятии от архея до настоящего времени, особенно та сторона этой проблемы, которая касается последовательности образования и генетической связи различных структурных типов и форм: линейноскладчатых, т. е. типично геосинклинальных форм; относительно индивидуально развивавшихся синклинирных прогибов; разломов разного возраста, типа, глубины заложения и долговечности; корабления фундамента; межгорных прогибов и впадин; наложенных и унаследованных структурных форм и др.

Редкое разнообразие и сочетание всех этих структурных типов и форм как во времени, так и в пространстве составляет крайне важную черту геологии Бурятии, которая рассматривается и анализируется в последующих главах. Как будет в них показано, мезозойский этап в развитии общей структуры Бурятии выходил за рамки обычно рассматриваемых в неотектонике режимов, был чужд как трюмственному ряду платформа — краевой прогиб — складчатая зона, так и схемам Г. Штилле и Р. Кея, очень популярным среди советских геологов. Весьма важно также, что значительная часть территории Бурятии (если не вся она) представляет область новейших тектонических движений, т. е. явлений, которым советская наука — и не только геология — уделяет в настоящее время очень много внимания.

С точки зрения современной структуры, являющейся итогом всего прошлого геологического развития, а также следствием неоген-четвертичного тектонического этапа на данной, голоценовой, его стадии, районирование территории Бурятии может быть отражено следующей простой схемой:

1. Высокогорный неоген-четвертичный Прибайкальский пояс объединяет древние архейские глыбы и массивы, цементирующие и свя-

зывающие их докембрийские (байкальский и более древние) комплексы, слоистые и массивные, а также наложенные субгеосинклинальные нижнепалеозойские (раннекаледонские) прогибы и каледонские гранитоидные массивы. Сюда входят внешняя и внутренняя зоны Восточного Саяна (в пределах Бурятии), хребты Хамар-Дабан и Байкальский, Ангаро-Баргузинская и Средне-Витимская горные страны и Северо-Байкальское нагорье.

2. Активизированный слабо в кайнозое, но интенсивно — в триасе и юре мезозойский Западно-Забайкальский пояс наложен на

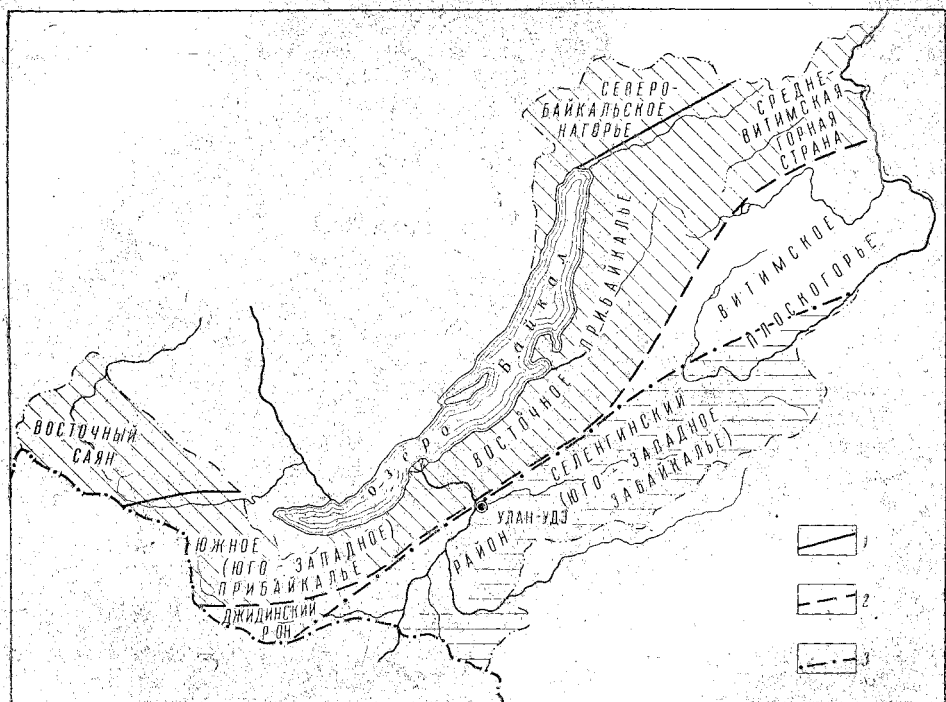


Рис. 9. Схема расположения географических районов Бурятской АССР

1 — резкие морфологические границы районов; 2 — приблизительная южная граница кайнозойской активизации рельефа; 3 — приблизительная северная граница мезозойской активизации рельефа

каледонские и отчасти (на крайнем юго-востоке) на герцинские структуры. К нему относятся разновозрастные (от триаса до нижнего мела) и разновеликие межгорные прогибы с их континентальными угленосными, молассоидными и вулканогенными формациями, а также кислые и щелочные гипабиссальные интрузии. Этот пояс в виде узкой полосы пересекает территорию Бурятии по диагонали с юго-запада на северо-восток — от верхнего течения р. Джиды, по рекам Селенге, Хилку, Уде, через район Еравнинских озер, бассейны рек Зазы и Худуна и далее на северо-восток вдоль долины р. Витима до ее резкого поворота на север у меридиана 117° .

3. Умеренно или слабо активизированный во второй половине кайнозоя пояс байкальских каледонид, наложенный на байкальские структуры, включает древнейшие архейские блоки, не поддавшиеся переработке. Здесь байкалиды и каледониды местами развивались по единому плану и составляли структурное целое. Очень крупные и многочисленные каледонские гранитоидные массивы распространены

внутри и вне полей развития дислоцированных геосинклинальных серий. В этот же пояс входят Витимское плоскогорье, вся Селенгинская Даурия в рамках Бурятии, в том числе бассейны рек Джиды, Хилка, Уды и др.

4. Захилокская зона окраинных проявлений герцинид с остатками верхнепалеозойских вулканогенных и терригенных прибрежноморских формаций и, вероятно, с карбоновыми гранитоидами. Эта область в неогене и антропогене была активизирована сильнее, чем Западно-Забайкальский мезозойский пояс, но слабее, чем Прибайкальский пояс, включающий древнейшие структурные элементы Бурятии. Сюда относится область, лежащая к юго-востоку от долины р. Хилка, в основном за пределами территории Бурятии.

5. Совершенно особое место в современной структуре и морфологии Бурятии занимают кайнозойские впадины байкальского типа и среди них огромная впадина Байкала, а также ее крупнейшие «сухопутные» аналоги — межгорные впадины Тункинская, Баргузинская, Верхне-Ангарская, Баунтовская, Муйская и др. Все они наложены на древний субстрат, пространственно и генетически связаны с Прибайкальским высокогорным поясом.

Выделить на территории Бурятии крупные, относительно обособленные геологические районы, удобные для систематического геологического описания и сравнения, очень трудно. Хотя географическая номенклатура здесь сложилась давно и потому в какой-то мере оправдана, ее использование осложняется недостаточной определенностью границ географических районов и различием смысла, вкладываемого разными авторами в одни и те же их названия. Такие понятия, как Прибайкалье, Восточный Саян, Селенгинская Даурия, взятые каждое в отдельности, пространственно шире, чем территория всей Бурятии. Не более точны объемы таких понятий, как Юго-Западное, Южное, Восточное и Северное Прибайкалье, Юго-Западное Забайкалье и пр. Не могут быть рационально использованы в рамках настоящего описания и столь утвердившиеся в научной литературе названия, как Байкальская горная область или Саяно-Байкальское нагорье, так как они обнимают огромную территорию также и за пределами Бурятской АССР. Более узки, но все же недостаточно конкретны термины «Ангаро-Баргузинская горная страна» и «Средне-Витимская горная страна».

Следует иметь также в виду, что современный горный рельеф Бурятии — отправной момент всех географических и геоморфологических подразделений — образование молодое, неоген-четвертичное, притом наложенное на древнюю структуру и местами с ней несогласное. Именно это обстоятельство и не позволяет считать современные геолого-геоморфологические районы районами с относительно самостоятельной историей геологического развития, иными словами, считать их устойчивыми в пространстве и во времени структурно-фациальными зонами. Речь об этих зонах впереди — в последних главах настоящего тома. Указанные же соображения необходимо учитывать при чтении нижеследующих глав, в которых будет дано хотя и порайонное описание стратиграфии, магматизма и тектонических структур, но не стесненное раз навсегда принятыми рамками отдельных территориальных подразделений. На рис. 9 дается общая схема описываемых районов.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

На территории Бурятской АССР распространены осадочные и осадочно-метаморфические толщи различного возраста, состава и генезиса. Они образуют разнообразные формации и формационные группы — морские и континентальные (пресноводные), типично геосинклинальные, типично платформенные и так называемые переходные или промежуточные, характер которых, возможно, ближе всего соответствует «континентальной парагеосинклинали». Очень широко распространены отложения раннего и позднего докембрия; в расчленении их достигнуты определенные успехи. Кроме докембрийских, известны осадки всех последующих групп и почти всех составляющих их систем, однако в целом разрез неохроно весьма неполон. Он представлен отложениями нижнего кембрия, верхнего кембрия (?), возможно (на юге страны), ордовика, верхнего карбона (?) и нижней перми, триаса, юры, нижнего мела, палеогена (?), неогена и антропогена.

Для образований раннего докембрия, первичное осадочное происхождение которых несомненно, характерен повсеместный метаморфизм высших ступеней. Глубокометаморфизованные толщи занимают низшее положение в нормальном разрезе и, по отдельным определениям, имеют абсолютный возраст более 1500—1800 млн. лет. Д. С. Коржинский, Н. В. Фролова, С. В. Обручев, Е. В. Павловский и Л. И. Салоп без колебаний относят древние толщи Прибайкалья к архею. Отложения позднего докембрия или протерозоя распространены более широко, чем архейские. Они имеют огромную, но изменчивую мощность, метаморфизм — от высших стадий до зеленосланцевой и филлитовой. В Прибайкалье позднедокембрийские отложения удалось расчленить на три комплекса — нижний, средний и верхний, что соответствует трехчленному делению протерозоя в соседней Иркутской области. Во внутренней части Восточного Саяна протерозойские отложения расчленены только на два комплекса (нижний и верхний), что номинально соответствует двучленному делению протерозоя в соседней Тувинской АССР. Верхи Тувинского разреза предположительно отнесены к синию.

Среди отложений нижнего палеозоя вполне достоверно выделен только нижний кембрий, предположительно (по косвенным признакам, без палеонтологического обоснования) — верхний кембрий и условно верхний кембрий — ордовик (бассейн р. Джиды), все в морских фациях. На территории Бурятии совершенно неизвестны отложения девона, хотя в литературе и есть указания на единственную находку девонского *Spirifer*. Имеются только намеки на присутствие каменноугольных отложений, причем на юге, в Боргойском хребте, в морских, а на Витимском плоскогорье в континентальных фациях. Более определенно, но все же лишь по косвенным данным и путем сопоставлений с западными районами Читинской области выделены пермские осадочно-эффузивные образования.

Мезозойская группа представлена отложениями всех трех систем. Это молассоидные и вулканогенные континентальные формации триаса, нижней, средней и верхней юры и нижнего мела. Осадки, начиная с

доггера, местами угленосны. Очень неравномерен метаморфизм мезозойских толщ (динамический и контактовый), но вверх по разрезу, начиная с отложений верхней юры, он резко ослабевает. Меловым и более поздним отложениям свойствен, как правило, лишь нормальный диагенез.

Кайнозойские отложения на площади Бурятии до недавнего времени разделялись на неогеновые и антропогеновые. В последние годы среди них палинологическим методом выделен палеоген. В фациальном отношении осадки кайнозоя по всему их разрезу делятся на отложения глубоких межгорных впадин байкальского типа (континентальные молассы, местами угленосные или включающие потоки базальтов) и осадки прилегающей малоподвижной области Западного Забайкалья, наземные и озерно-речные. В отдельных пунктах Бурятии отмечены следы мощной коры химического выветривания (верхний мел — палеоген?). Осадки антропогена весьма разнообразны в генетическом отношении — ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные, лимнические и др. Разработка их стратиграфии находится лишь в начальной стадии.

Изученность стратиграфии слоистых толщ на территории Бурятии очень неравномерна. Причина этого заключается в разорванном, «лоскутном» распределении их выходов среди обширных гранитоидных полей, а также в остром недостатке палеонтологических материалов. В последнее время произошли значительные сдвиги в палеонтологическом обосновании возраста отложений нижнего палеозоя (новые находки нижнекембрийских археоциат, брахиопод, трилобитов) и мезозоя (специальные исследования и сборы остатков моллюсков, насекомых, остракод, рептилий, ископаемой флоры). Найдены новые захоронения кайнозойских позвоночных. Тем не менее расчленение и определение возрастных границ как докембрийских и палеозойских отложений, лишенных органических остатков или бедных ими, так и более богатых органикой мезозойских и кайнозойских отложений по существу еще только начато. Все еще остается много противоречий и открыто широкое поле для дискуссий.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

В пределах Бурятской АССР ранний докембрий (архей) обнажен в Восточном Саяне и Южном Прибайкалье. Здесь на геологической карте отчетливо выделяются две непрерывные полосы выходов архея. Северная полоса архея, местами достигающая ширины 45—60 км и протягивающаяся от южной оконечности оз. Байкал в бассейн р. Оки, по мнению С. В. Обручева (1949) и большинства геологов Бурятской АССР, является обнаженным цоколем юго-западного края Сибирской каледонской платформы. Южная полоса архея субширотного простирания, обнаженная в Центральном и Западном Хамар-Дабане, названа С. В. Обручевым Хамар-Дабанской глыбой. Изолированные выходы архейских образований, заключенные между этими крупными полосами архея, получили названия Хонголдайской, Шумацкой, Бугу-Гольской, Гарганской, Хара-Тологойской, Шутхулайской и Окинской глыб.

Архейский возраст метаморфических толщ цоколя Сибирской платформы и названных глыб устанавливается прежде всего по трансгрессивному залеганию на них пород нижнего протерозоя. Правда, такие обнаженные контакты чрезвычайно редки. Они наблюдались в долинах рек Ара-Хонголдая (правый приток р. Китоя), Топхор-Желги (левый

приток р. Урика), Иркута (кл. Неприветливый), Хайта (левый приток р. Урда-Оки), в устьевой части Шумака и Билюты (правые притоки р. Китоя) и описаны (с 1941 по 1958 г.) рядом исследователей: В. Н. Лодочниковым, В. П. Арсентьевым, А. П. Рихвановым, Ф. К. Волколаковым и Ю. З. Елизарьевым. Складчатые структуры нижнего протерозоя, как правило, повторяют контуры внешних частей древних выступов и юго-западные края цоколя Сибирской платформы. К тому же нижнекембрийские толщи по степени своего метаморфизма (алдано-слюдянская фация, по Д. С. Коржинскому, 1939) резко отличаются от постархейских образований.

Нельзя не отметить своеобразия комплекса магматических пород архея (аляскиты) и полезных ископаемых (месторождения флогопита), не встречающихся в столь широких масштабах в более молодых геологических образованиях Земли, а также специфических минералогических превращений в архейских породах (диафторез), связанных с внедрением в архейские толщи постархейских интрузий.

Диафториты и особенно их низкотемпературные разновидности, возникшие из архейских силикатных и карбонатных пород под воздействием молодых интрузий, в Восточном Саяне изучались В. Н. Лодочниковым (1941в), который назвал их «плерогнейсами»¹. В минеральном составе «плерогнейсов» или «гнейсоидов» весьма обычны такие цветные минералы, как ставролит, дистен, андалузит, биотит, мусковит, хлорит, эпидот, актинолит и др.; кроме того — кварц и полевые шпаты. Из последних особенно характерны альбитизированные плагиоклазы с «ситовидной» и «шахматной» структурами распада (переполненные включениями кальцита, серицита, минералов группы эпидота и другими новообразованиями). Следует сказать, что диафторез архейских пород — явление, чрезвычайно широко распространенное в Восточном Саяне и Южном Прибайкалье. Особенно часто диафториты встречаются в краевых зонах глыб или даже слагают целиком древний (Хонголдойский) выступ. В Слюдянском районе Иркутской области толща повторно метаморфизованных архейских пород продолжительное время выделялась в самостоятельный «курковочный комплекс».

В последние годы в геологической литературе описаны случаи, когда исследователи наблюдали стратиграфические и угловые несогласия внутри толщ восточносибирского архея, причем в некоторых местах эти несогласия обнаружены по присутствию конгломератов. Архейские конгломераты были установлены на Алдане Ю. К. Дзевановским (1958), С. В. Обручевым (1950) и Г. М. Друговой (1957) в бассейне р. Ара-Хонголда (Хонголдойская глыба), И. П. Бузиковым (1960) по р. Эхэ-Хайру (Шумацкая глыба), а стратиграфические и угловые несогласия в архее Прибайкалья отмечены А. С. Кульчицким (1957б).

Обращает на себя внимание тот факт, что никто из перечисленных исследователей не приводит в своих работах достаточно полных описаний геологической обстановки и характера взаимоотношений различных пород на участках, где наблюдались эти любопытные явления. Обычно констатируется факт явного или предположительного перерыва внутри разреза архея, а затем следуют выводы. Так, указание Ю. К. Дзевановского на явное несогласие внутри архея в нижнем течении р. Тимптона (Алданский массив) вызывает сомнение, так как ни Д. С. Коржинский (1936), ни А. С. Амеландов (1939 и 1940 гг.), ни В. П. Зайцев (1948 г.), ни В. В. Архангельская (1958), ни Ю. З. Ели-

¹ Д. С. Коржинский (1939) выделил подобные же породы на юге Алданского массива под названием «гнейсоиды».

зарьев (1953—1955 гг.) подобных явлений не наблюдали. Следовательно, нет оснований считать этот перерыв доказанным.

Предполагаемые А. С. Кульчицким структурные и стратиграфические несогласия в архее Прибайкалья не подтверждены работами, проведенными Е. В. Павловским, Г. А. Покатиловым, О. В. Павловым и И. В. Шергиным. Что же касается находок Г. М. Друговой и И. П. Бузикова, то до 1958 г., когда было проведено площадное картирование бассейнов рек Ара-Хонголдоя, Зун-Гола и Эхэ-Хайра, они относили конгломераты и вышележащие низкотемпературные породы к архею и считали, что этим подтверждается ошибочность общепринятых взглядов об отсутствии перерывов в архейском цикле осадконакопления и глубинном характере метаморфизма архейских осадков¹. При составлении для этого района геологической карты выяснилось, что крупногаечные конгломераты (архейские, по Г. М. Друговой и И. П. Бузикову) и вышележащие доломитизированные известняки с тремолитом и пластами низкотемпературных известковых сланцев залегают в основании нижнепротерозойских толщ, широко развитых в бассейне р. Китоя.

Таким образом, попытки некоторых исследователей подвергнуть ревизии основные принципы выделения архейской системы и установившиеся взгляды на условия формирования архейских толщ Восточной Сибири не имели успеха.

По данным исследований прошлых лет и главным образом по материалам площадного геологического картирования Восточного Саяна и Южного Прибайкалья, начатого сравнительно недавно, была создана единая стратиграфическая колонка для архейских толщ этих районов, утвержденная Координационным совещанием в 1958 г. в Иркутске. Эта стратиграфическая схема восточносаянского архея не может считаться окончательной и в ходе дальнейших геологических исследований она, вероятно, будет несколько изменена. В принятой схеме архей расчленен на шарыжалгайскую и слюдянскую серии и вышележащую хангарульскую толщу. Все три стратиграфических члена древнего докембрия, по мнению большинства геологов, залегают согласно.

Шарыжалгайская серия представлена главным образом гнейсами и сланцами различного состава, а также амфиболитами, большая часть которых в той или иной степени мигматизирована. Для этой гнейсово-мигматитовой толщи характерно почти полное отсутствие карбонатных пород (мраморов и кальцифиров). Если они и встречаются, то чрезвычайно редко и, как правило, слагают маломощные (до 0,4 м) линзовидные тела или тонкие прослои. В настоящее время серия расчленена на следующие (снизу) свиты:

1. Ерминская свита. Преимущественно серые биотитовые и биотитово-роговообманковые гнейсы, содержащие редкие пласты кристаллических сланцев и амфиболитов; видимая мощность около 2500 м.

2. Шумихинская свита. Темно-серые диопсидово-гиперстеновые, гиперстеново-роговообманковые и биотитово-роговообманковые кристаллические сланцы, переслаивающиеся с гнейсами такого же состава и амфиболитами; мощность 1300 м.

3. Жидойская свита. Главным образом альмандинсодержащие гнейсы с подчиненным количеством гиперстеново-роговообманковых гнейсов и одноименных кристаллических сланцев, а также амфиболиты; мощность 800—900 м.

4. Свита Зого. Светло-серые диопсидовые, биотитовые и биотитово-роговообманковые гнейсы с подчиненным количеством одно-

¹ И. П. Бузиков и Г. М. Другова (1960) предлагают считать эти конгломераты архейскими, залегающими в нижней части стратиграфического разреза вновь выделенной тункинской серии.

именных кристаллических сланцев, нередко содержащих гиперстен, и амфиболиты; мощность 900—1100 м.

Слюдянская серия в отличие от шарыжалгайской характеризуется присутствием в разрезе многочисленных прослоев, пачек, пластов и даже мощных горизонтов карбонатных пород, переслаивающихся с гнейсами и сланцами различного состава, а также с амфиболитами. Серия разделяется на четыре (снизу) свиты.

1. Китайская свита. Биотитовые, биотитово-роговообманковые, альмандиновые гнейсы, роговообманковые кристаллические сланцы и амфиболиты. В основании разреза залегают линзы и горизонты мраморов, кальцифиров и силлиманитовых сланцев. Полный разрез свиты не установлен, так как в бассейне р. Китоа (район пос. Дабад), где впервые была выделена китайская свита, отсутствуют вышележащие породы архей; видимая мощность 1300—1500 м.

2. Безымянская свита. Чередование биотитово-альмандиновых гнейсов с диопсидсодержащими породами и тонкими прослоями мраморов; видимая мощность 1000 м.

3. Перевальная свита. Мраморы с отдельными горизонтами биотитово-альмандиновых, диопсидово-роговообманковых гнейсов и кварцево-апатитовых пород; мощность 1400—1800 м.

4. Култукская свита. Чередование пироксеново-амфиболовых, биотитово-альмандиновых, биотитовых, биотитово-пироксеновых, графитово-альмандиновых гнейсов, кварцево-диопсидовых пород с мраморами и кальцифирами; мощность около 1300 м.

Некоторые геологи допускают возможность параллелизации култукской и безымянской свит. По мнению Ю. З. Елизарьева, необходимо выделять как култукскую, так и безымянскую свиты.

Хангарульская толща. Относительно состава этой толщи существуют противоречивые мнения. Одна группа сибирских геологов (Н. И. Фомин, К. П. Калинина, О. П. Мешкова, П. И. Налетов) считает, что хангарульская толща имеет существенно гнейсово-сланцевый состав и лишена карбонатных пород. Другая группа (главным образом сотрудники Бурятского геологического управления) утверждает, что наряду с гнейсами и сланцами в хангарульской толще имеются и карбонатные породы. На Иркутском координационном совещании было принято комиссионное решение и дана следующая литологическая характеристика хангарульской толщи: это иньекционные гнейсы и кристаллические сланцы различного состава, в которых наблюдаются прослои мраморов, кальцифиров, кварцитов и амфиболитов; видимая мощность толщи от 2000 до 4000 м.

Обзор существующего фактического материала по строению архейских толщ Восточного Саяна и Южного Прибайкалья удобнее дать отдельно для краевой зоны Сибирской каледонской платформы и для древних выступов.

ЦОКОЛЬ КРАЕВОЙ ЗОНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Архей цоколя краевой зоны Сибирской каледонской платформы изучен наиболее полно, а его выходы повсеместно закартированы. Полоса архея этой зоны платформы расколота многочисленными сбросами преимущественно северо-западного простирания, причем наибольшее их количество установлено в бассейнах рек Урика и Большой Белой. Контакты раннего докембрия с протерозоем и более молодыми осадочно-метаморфическими толщами в большинстве случаев тектонические. На многих участках, например в среднем течении р. Китоа и верховьях р. Большой Белой, как будто намечается трансгрессивное

залегающие нижнего протерозоя на архее, но окончательно этот вопрос еще не решен.

В среднем течении р. Китоя к юго-западу от Большого Саянского разлома архей в 1952—1958 гг. изучался Ю. К. Дзинкас, Б. Н. Швецовым, И. П. Бузиковым, С. В. Обручевым, Е. А. Стрелюк, Ю. З. Елизарьевым, А. Н. Артемьевым и И. М. Ширококовым. В основании стратиграфического разреза здесь залегают парагнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты свиты Зога (шарыжалгайская серия). В минеральном составе этих пород участвуют главным образом роговая обманка, моноклинный, реже ромбический пироксен, биотит, альмандин, кварц и полевые шпаты. Текстура гнейсов и сланцев тонко- или грубополосчатая. Видимая мощность гнейсово-сланцевой свиты Зога не менее 800—1000 м.

Выше залегают карбонатно-гнейсовая свита (китайская) мощностью около 1000 м. Это биотитовые и биотитово-роговообманковые гнейсы, роговообманковые кристаллические сланцы и амфиболиты. В нижней части разреза имеются линзы и горизонты мраморов, альмандиновых гнейсов и силлиманитовых сланцев. Весь комплекс пород китайской свиты и свиты Зога прослеживается в верховьях р. Большой Белой.

К юго-востоку аналогичные породы встречены И. П. Бузиковым (1957) в верхнем течении р. Архута (правый приток р. Китоя) и в бассейне р. Туботы (левый приток р. Иркуты).

В бассейнах рек Онота, Урика, Большой Ермы и на правобережье р. Большой Белой И. А. Кобеляцким в 1942—1947 гг., И. К. Минеевым в 1946 г., А. Г. Баяновым и С. П. Плешановым в 1954 г. отмечено широкое развитие архейских пород.

По данным П. И. Шамеса, архей здесь представлен китайской карбонатно-сланцевой свитой или хулгарэ-желгинским комплексом. Это биотитовые, гранатовые, биотитово-амфиболовые гнейсы и плагиогнейсы, содержащие редкие горизонты графитовых мраморов. Амфиболиты встречаются спорадически, не образуя крупных залежей. Из более редких разновидностей установлены: гиперстеновые, гиперстеново-диопсидовые, графитово-амфиболовые гнейсы, кварцево-кордиеритовые кристаллические сланцы и диопсидово-скаполитовые породы.

Приведенный стратиграфический разрез прекрасно увязывается с разрезом верхней свиты архея бассейна р. Китоя как по общности минеральных парагенезисов, так и по одинаковой насыщенности мраморами; кроме того, описанный комплекс является непосредственным продолжением китайской полосы архея.

В долине р. Богдашки (правый приток р. Онота) в 1958 г. закартирована мощная толща мраморов, которую В. П. Арсентьев считает стратиграфическим аналогом перевальной свиты слюдянской серии. К сожалению, выходы мраморов ограничены сбросами и установить их положение в общем разрезе архея, а также сопоставить с разрезами архея других районов Восточного Саяна и Южного Прибайкалья можно только условно.

В верховьях р. Большой Белой и ее левых притоков Ф. К. Волколаковым в 1956 г. выделена хайтинская свита гнейсов и кристаллических сланцев с редкими линзами кварцитов, мраморов и амфиболитов, интенсивно смятых в складки северо-западного простирания. Гнейсы серые или розовые, полосчатые и массивные, иногда очковые. Широко распространены биотитовые разновидности, меньше альмандиновые, роговообманковые, пироксеновые. Кристаллические сланцы преимущественно роговообманковые и биотитовые. Амфиболиты нередко обладают бластогаббровой структурой. Мраморы обнаружены Ф. К. Волколаковым по р. Мурзаин-Хапше (правый приток р. Большой

Белой) и прослежены по простиранию на 4—5 км. Мощность их до 100—120 м.

Для всех перечисленных пород характерен диафторез, выразившийся в превращении высокотемпературных гнейсов и сланцев в хлоритовые, хлоритово-актинолитовые, мусковитовые, двуслюдяные альбитсодержащие породы (влияние протерозойских и палеозойских интрузий).

Внутри разреза свиты устанавливается следующее распределение минеральных видов: внизу горизонт мраморов, выше гнейсы и сланцы, причем альмандиновые разновидности вместе с линзами кварцитов приурочены к средней части. Взаимоотношение пород хайтинской свиты с образованиями нижнего протерозоя окончательно не выяснено.

В бассейне р. Урда-Оки архейские породы обнажены на небольших участках, отделенных от более молодых комплексов либо сбросами, либо гранитными полями протерозоя и палеозоя. По мнению П. В. Дубина, архейские породы долины р. Урда-Оки являются северо-западным продолжением хулгарэ-желгинского комплекса (китойской свиты), закартированного П. И. Шамесом.

Таким образом, в целом для цоколя краевой зоны Сибирской каледонской платформы, вскрытого на территории Бурятской АССР, отчетливо намечается следующий стратиграфический разрез нижнего докембрия (снизу):

1) гнейсово-сланцевая свита среднего течения р. Китоя, представляющая верхнюю часть шарыжалгайской серии, т. е. породы свиты Зога;

2) гнейсово-карбонатная свита (китойская) правобережья р. Китой-Кина, верхнего течения Онота, правых притоков Урика (реки Даялык, Янхор, Ара-Шигна), Большой Белой и Урда-Оки, залегающая согласно на породах свиты Зога;

3) мраморы р. Богдашки (правый приток р. Онота), которые, как уже было отмечено, наиболее вероятно сопоставлять с перевальной свитой слюдянской серии.

Положение хайтинской свиты пока остается несколько неопределенным, так как она отделена сбросом от китойской свиты (хулгарэ-желгинский комплекс, по П. И. Шамесу). Ф. К. Волколаков считает возможным отнести ее к хангарульской толще на основании сходства литологического состава свиты с верхней частью архея Западного Хамар-Дабана. С нашей точки зрения, хайтинская свита, по-видимому, является стратиграфическим аналогом китойской свиты.

ДРЕВНИЕ ВЫСТУПЫ

Гарганская глыба расположена в верховьях рек Оки, Урика, Иркуты, Китоя и Онота. Ее кристаллические породы изучались В. Н. Лодочниковым (1941), С. В. Обручевым и М. Л. Лурье (1952), а в 1955—1958 гг. площадь глыбы детально исследована А. П. Рихвановым, В. П. Арсентьевым и Ф. К. Волколаковым.

Архейские породы глыбы в подавляющем большинстве переработаны протерозойскими и частью каледонскими интрузиями и превращены в сравнительно низкотемпературные образования (двуслюдяные, роговобманково-эпидотовые, альбитсодержащие породы). Среди диафторитов все же сохранились первичные биотитовые, роговобманковые, реже альмандиновые инъекционные гнейсы и ортоамфиболиты. Отсутствие маркирующих горизонтов, сложенных, например, мраморами, и широкое развитие явлений диафтореза не позволяют расчленить эту толщу на стратиграфические составляющие. Вместе с тем все исследо-

ватели, изучавшие архей Гарганской глыбы, справедливо сопоставляют этот переработанный гнейсово-мигматитовый комплекс с породами шарыжалгайской серии Юго-Западного Прибайкалья.

Хара-Тологойская глыба расположена к северо-западу от Гарганской глыбы, в верховьях левых притоков р. Боксона — Мангат-Гола, Хужиртай-Гола, Хара-Тологая. Со всех сторон глыба ограничена тектоническими швами.

Архей выделен впервые в 1937 г. Н. А. Флоренсовым и подтвержден исследованиями С. В. Обручева в 1942 г., Н. И. Фомина в 1948 г., Ю. К. Горецкого в 1950 г., Н. С. Ильиной, Ф. К. Волколакова, Е. П. Бессолицына в 1956 г. Толща не расчленена на стратиграфические составляющие из-за отсутствия надежных маркирующих горизонтов. Все породы интенсивно переработаны постархейскими тектоно-магматическими процессами. По минеральному составу выделяются следующие разновидности пород:

1) зеленовато-серые, отчетливо или неясно полосчатые гранатовые гнейсы, превращенные в мусковитовые, двуслюдяные, хлоритово-мусковитовые гнейсы с редкими зернами граната;

2) светло-серые гранатовые гранулиты;

3) сланцеватые амфиболиты, занимающие подчиненное положение среди других разновидностей архейских пород и местами сохранившие реликты первичной габбровой структуры;

4) роговообманковые кристаллические сланцы, в которых амфибол почти нацело замещен хлоритом и мусковитом.

Для всех пород характерны альбитизация и структуры распада силикатов. Весь комплекс смят в систему линейных складок северо-западного простирания.

По мнению Ф. К. Волколакова, породы Хара-Тологойской глыбы следует относить к хангарульской толще, а не к слюдянской или шарыжалгайской сериям. Нам кажется, что литологический состав пород глыбы близок к составу гнейсов и сланцев жидойской свиты шарыжалгайской серии.

Окинская глыба находится в верховьях р. Хойто-Оки. Архей изучался в 1930—1940 гг. С. В. Обручевым и П. И. Ноздриным. Эти исследователи сопоставляли местный кристаллический комплекс со слюдянской серией Южного Прибайкалья, не расчленяя его на свиты. Контакты архея и протерозоя остались неизученными, но, как предполагает П. И. Ноздрин, они тектонические.

В Окинской глыбе широко распространены серые и темно-серые, тонко- и грубослоистые биотитовые, биотитово-роговообманковые и роговообманковые гнейсы, иногда с очковой текстурой. Среди биотитовых гнейсов нередки разновидности, содержащие альмандин. Встречаются также диопсидовые гнейсы с биотитом, роговой обманкой или обидными минералами вместе.

В центральной части глыбы гнейсовый комплекс содержит линзы прослоев белых, голубоватых или светло-серых мраморов с графитом. В контакте с архейскими гранитами мраморы превращены в кальциферры или диопсидовые породы.

Шутхулайская глыба расположена в междуречье левых притоков р. Оки Тисса—Сенцы. В 1943 г. И. А. Кобеляцкий и О. П. Алексеева установили, что архей южной части глыбы сложен серыми слоистыми биотитовыми, биотитово-силлиманитовыми, гранатово-биотитовыми и различными по окраске биотитово-амфиболовыми гнейсами с прослоями сланцеватых амфиболитов, гиперстеново-кордиеритово-биотитовых и биотитово-графитовых сланцев, нередко содержащих кальцит. В центральной части глыбы, помимо гнейсов и кристаллических сланцев,

появляются горизонты слоистых графитовых мраморов мощностью от 100 до 500 м. Северная часть глыбы является областью переслаивания биотитово-амфиболовых гнейсов (мощностью 50—60 м) с мраморами.

Породы смяты в складки северо-западного, почти широтного простирания, причем в западной части глыбы ориентировка шарниров складок отчетливо северо-западная, а в восточной половине — отклоняется к северо-востоку.

Таким образом, архей Шутхулайской глыбы возможно расчленить на стратиграфические составляющие, что, к сожалению, не было сделано. Остались невыясненными взаимоотношения гнейсово-сланцевой и карбонатной толщ. По мнению геологов Бурятского геологического управления, гнейсово-карбонатный комплекс Шутхулайской глыбы является составной частью хангарульской толщи. В то же время геологи Всесоюзного аэрогеологического треста, изучавшие площадь Тувинской АССР, считают возможным относить этот комплекс не к архею, а к верхнему протерозою или даже синию.

Буту-Гольская глыба находится юго-западнее Гарганской глыбы в истоках р. Хорё (левый приток р. Оки) и слагает значительную часть площади бассейна р. Буту-Гола (правый приток р. Хорё). Края глыбы обрезаны тектоническими швами, отделяющими архей выступа от отложений нижнего протерозоя. Складки последнего, как и в предыдущих случаях, простираются параллельно контурам древнего выступа.

В пределах глыбы широко развиты биотитовые, роговообманковые, альмандиновые и другие инъекционные гнейсы, изученные в 1955—1956 гг. Б. В. Огиенко, А. Р. Зиловым и В. П. Арсентьевым. Кроме инъекционных гнейсов, встречаются прослой карбонатных пород, горизонты мраморов и пластовые тела ортоамфиболитов, местами сохранивших реликты габбровых структур. Весь этот комплекс названные исследователи считают несомненным стратиграфическим аналогом слюдянской серии и, в частности, китойской свиты.

Хонголдойская глыба расположена в бассейнах правых притоков р. Китоя — Ара-Хонголдоя, Бага-Хонголдоя, Убур-Хонголдоя, в верховьях рек Андельте и Ошоя. Архей здесь впервые был выделен в 1941—1943 гг. С. В. Обручевым, а затем детально изучен Г. М. Друговой (1957) и В. П. Арсентьевым (1958 г.).

Для всего комплекса характерно общее северо-западное простирание и глубокий метаморфизм пород. Краевые части глыбы осложнены многочисленными разрывными нарушениями.

В архейском комплексе Хонголдойской глыбы преобладают гранатово-биотитовые плагиогнейсы, среди которых залегают линзы и пласты амфиболово-биотитовых и амфиболовых разновидностей, амфиболитов, мраморов и амфиболово-пироксеново-кальцитовых кристаллических сланцев.

По мнению В. П. Арсентьева, весь этот гнейсово-сланцево-карбонатный комплекс напоминает хангарульскую толщу архея Западного Хамар-Дабана.

Складчатые структуры нижнего протерозоя облекают глыбу с запада, севера и востока, а также перекрывают архей в среднем течении р. Ара-Хонголдоя, где разрез позднего докембрия начинается с крупногалечных конгломератов.

Шумакская глыба расположена в южной части Тункинских гольцов к востоку от Хонголдойской глыбы. Несмотря на то что глыбы соединены друг с другом узкой перемычкой, по мнению С. В. Обручева (1957), их нельзя объединять в одну массу, так как между ними по р. Хобуты проходят разломы почти меридионального направления, резко отделяющие структуры двух глыб. Породы смяты в складки северо-

западного простирания, т. е. в том же плане, что и в соседней Хонголдойской глыбе. Только в восточной части, где развиты обширные поля постархейских гранитоидов, структура древних толщ Шумакской глыбы не совсем ясна.

В строении архея Шумакской глыбы участвуют диопсидовые кальцифиры, биотитово-диопсидовые, биотитово-плаггиоклазовые, диопсидово-кальцитовые и другие кристаллические сланцы с подчиненными прослоями амфиболово-биотитовых, гранатово-биотитовых, биотитовых, амфиболовых, амфиболово-диопсидовых и других плаггиогнейсов; изредка встречаются амфиболиты и слюдястые мраморы. Мощность последних в верховьях р. Левого Шумака, Левого Илтышкина и Эхэ-Хайра И. П. Бузиков и С. В. Обручев (1957) оценивают в 350—400 м.

Положение, которое занимает архейский комплекс Шумакской глыбы по отношению к Хонголдойскому древнему выступу, с точки зрения В. П. Арсентьева, свидетельствует о том, что породы глыбы должны быть отнесены к хангарульской толще.

Хамар-Дабанская глыба расположена в хребте Хамар-Дабан, причем архейские породы обнажены сплошной полосой от побережья оз. Байкал до границы с Монгольской Народной Республикой. На севере этот древний выступ сочленяется с Шумакским и Хонголдойским выступами посредством межвпадинных перемычек (Ниловский и Еловский отроги). С. В. Обручев (1957) предположительно считает эти межвпадинные перемычки глыбами небольших размеров.

Архейские парапороды в межвпадинных перемычках представлены разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, вместе с которыми встречаются прослой мраморов и кальцифиров. Такой состав характерен для слюдянской серии. Вместе с тем отнести эти породы к определенному интервалу разреза слюдянской серии пока невозможно.

Как отмечалось, архейский комплекс собственно Хамар-Дабанской глыбы прослеживается в виде широкой полосы от границы МНР на западе через Центральный Хамар-Дабан к южной оконечности оз. Байкал. Поскольку вопросы стратиграфического расчленения этого комплекса решаются различными исследователями по-разному, характеристика разрезов восточной, центральной и западной частей глыбы дается **раздельно**.

В основании разреза восточной части глыбы залегает слюдянская серия, которая выделена в бассейне р. Снежной, по р. Темнику и в верховьях р. Хангарула (правый приток р. Дзон-Мурина). Если в Слюдянском районе, где впервые была выделена слюдянская серия, в последней отчетливо выделяется ряд свит (безымянская, перевальная, култукская), разделяющихся на подсветы, горизонты и т. д., то расчленить этот же комплекс в бассейнах рек Снежной, Темника и Хангарула по имеющимся материалам пока невозможно.

К югу от Слюдянского района в 1939 г. Н. И. Фомин впервые выделил хангарульский комплекс инъекционных гнейсов и сланцев различного состава (гранатовых, биотитовых, диопсидовых, амфиболовых, силлиманитовых), мощность которого в настоящее время оценивается в 2000—4000 м. По мнению Н. И. Фомина, П. Е. Луненка, К. П. Калининой и П. И. Налетова, хангарульский комплекс залегает согласно на породах слюдянской серии.

В Центральном Хамар-Дабане между отдельными элементами той же толщи сотрудниками Лаборатории геологии докембрия АН СССР установлены иные стратиграфические соотношения. Гнейсы и кристаллические сланцы, которые Н. И. Фомин выделил как хангарульский комплекс, Л. П. Никитина и И. В. Сумин (1957) отнесли к шарыжалгайской серии.

В Западном Хамар-Дабане разрез архея, по мнению В. П. Арсентьева, начинается породами слюдянской серии. Здесь вскрыты главным образом мраморы перевальной свиты и гнейсово-карбонатные породы култукской свиты. В последних обнаружены гнездовые выделения таблитчатого флогопита.

Хангарульская толща представлена биотитовыми, биотитово-роговообманковыми, роговообманковыми, пироксеновыми, альмандиновыми, силлиманитово-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с редкими прослоями кальцифиров, графитовых мраморов и горизонтами кальцитово-амфиболовых пород.

Как указано выше, в восточной части Хамар-Дабана карбонатные породы внутри хангарульского комплекса Н. И. Фоминим не были встречены, тогда как в Западном Хамар-Дабане В. П. Арсентьев считает их характерными для этого комплекса. Если учесть эти противоречия и особое мнение Л. П. Никитиной и И. В. Сумина, то правильность выделения хангарульского комплекса как самостоятельной стратиграфической единицы вообще ставится под сомнение.

Сводный разрез архея Хамар-Дабанской глыбы может быть представлен в следующем виде (снизу):

1. *Шарыжалгайская серия*, не расчлененная на свиты.

2. *Слюдянская серия*, представленная в Слюдянском районе безымянской, перевальной и култукской свитами; на площади, исследованной сотрудниками Лаборатории геологии докембрия АН СССР, кроме того, обнажены, по-видимому, еще и породы китойской свиты.

3. *Хангарульская толща*.

Удивительное сходство в парагенетических ассоциациях пород архея Южного Прибайкалья и Алданского массива позволило Д. С. Коржинскому (1945) считать эти толщи не только одновременными, но и возникшими в одинаковых физико-химических условиях¹. Естественно, что для синхронных толщ должен существовать и единый стратиграфический разрез.

Такой сводный разрез был составлен Н. В. Фроловой (1958), которая считала возможным расчленить восточносибирский архей на три серии или толщи (снизу):

1. *Алданская, или иенгурская, серия*. Мощные кварциты, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу биотитово-гранатовыми, биотитово-силлиманитовыми, реже гиперстеновыми и роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами.

2. *Ангаро-олёкминская, или ангаро-тимптонская, серия*. Чередование роговообманковых, гиперстеновых, биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев. Насыщение пород кварцем по сравнению с породами нижележащей алданской серии менее интенсивно. Карбонатные породы встречаются редко и главным образом в нижних частях стратиграфического разреза серии.

3. *Учуро-слюдянская серия*. Карбонатные породы, переслаивающиеся с пироксеновыми, биотитовыми, роговообманковыми кристаллическими сланцами и гнейсами. Кварциты встречаются, как правило, среди карбонатных пород в виде маломощных прослоев и линз.

Положение двух нижних членов стратиграфической колонки архея Восточного Саяна и Южного Прибайкалья в сводном разрезе восточносибирского архея, предложенном Н. В. Фроловой, по мнению Ю. З. Елизарьева, устанавливается без особых затруднений.

¹ Сотрудники Лаборатории геологии докембрия АН СССР (Л. П. Никитина, 1959а; И. П. Бузиков и Г. М. Другова, 1960) полагают, что в различных участках Юго-Западного Прибайкалья физико-химические условия в архее были неодинаковыми.

Шарыжалгайская серия нашего разреза несомненно соответствует средней и верхней частям ангаро-тимптонской серии, а слюдянская серия — учуро-слюдянской.

Хангарульская толща не находит себе стратиграфических аналогов в сводной стратиграфической схеме восточносибирского архея. По этому поводу можно высказать лишь следующие предположения:

- 1) хангарульская толща как самостоятельная стратиграфическая единица сводной колонки архея не существует и выделена ошибочно;
- 2) хангарульская толща венчает сводный разрез архея;
- 3) хангарульская толща не является архейской, а представляет собой, как считает П. И. Налетов (1956), нижнепротерозойские образования.

Надо полагать, что из всех этих предположений наиболее вероятно первое, поэтому считаем возможным гнейсово-карбонатную часть разреза хангарульской толщи отнести к китойской и безымянской свитам слюдянской серии, а собственно гнейсово-сланцевую толщу, не расчлененную на свиты, — к шарыжалгайской серии.

В заключение остановимся на полезных ископаемых, связанных с породами архея Восточного Саяна и Южного Прибайкалья.

Помимо общеизвестных месторождений флогопита Слюдянского района, непромышленные скопления слюды известны по рекам Кырену и Большому Хара-Голу. Меньшее значение имеют месторождения лазурита р. Быстрой и Мысовские месторождения железных руд. Следует сказать, что амфиболово-магнетитовые и магнетитовые породы часто встречаются в шарыжалгайской серии и, таким образом, поиски железа здесь могут дать положительные результаты. В архейских породах довольно широко распространены мраморы и кристаллические известняки, поэтому есть все основания вести дальнейшие поиски цементного и химически чистого карбонатного сырья.

Большое внимание необходимо уделить поискам апатита, скопления которого связаны с участками распространения перевальной свиты слюдянской серии (Сахарова, 1955; Гиммельфарб, 1958; Дав, 1960). Здесь апатит встречается в виде пластов и линз как метаморфический продукт фосфористых пород (кварцево-апатитовых и кальцитово-апатитовых).

Находки в 1958 г. в бассейне р. Китоя (вершинная часть горы Уны-лан-Барон) силлиманитсодержащих сланцев, залегающих в нижних частях разреза китойской свиты слюдянской серии, дают право полагать, что в дальнейшем будут открыты новые перспективные участки глиноземистого сырья. Поиски необходимо сосредоточить в первую очередь в пограничной зоне контакта шарыжалгайской и слюдянской серий, а также в Восточном Хамар-Дабане, где крупные кристаллы силлиманита были встречены К. П. Калининой по р. Селенгушке, на водоразделе рек Танхойской Осиновки и Аносовки.

Несомненный интерес в будущем могут представить такие полезные ископаемые, как графит, гранат и некоторые редкие минералы пегматитов, например ортит.

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

На территории Восточного Прибайкалья значительные площади занимают выходы пород архейского возраста. Они развиты главным образом в прибрежной части суши, примыкающей к оз. Байкал, образуя прерывистую полосу шириной 10—20 км (рис. 10). Эта полоса прослеживается от устья р. Большой Сухой на северо-восток до устьевой части долины р. Томпуды. На юге рассматриваемой полосы архейские кри-

сталлические породы протягиваются вдоль берега озера вблизи мысов Сухинского, Бакланьего, губы Таланки, мыса Безымянного и далее до южного берега Баргузинского залива, распространяясь в глубину побережья на 15—20 км. Здесь архей слагает многочисленные участки различной величины на площади хребтов Улан-Бургасы и Черной Гривы. В центральной части Байкала сравнительно крупные выходы архея из-

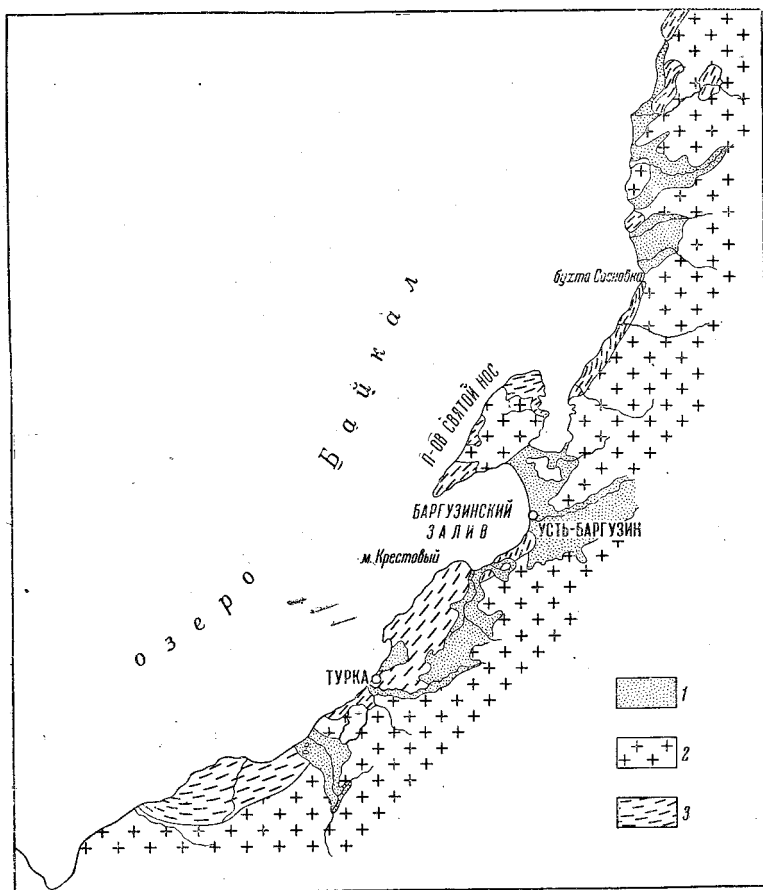


Рис. 10. Схема распространения архейских образований в Восточном Прибайкалье

1 — поля архейских пород; 2 — гранитоиды нерасчлененные; 3 — рыхлые отложения

вестны на п-ове Святой Нос. Северная часть полосы восточнобайкальского архея представлена почти непрерывным разрезом, тянущимся вдоль берега озера от устья р. Большого Чивыркуя до бухты Сосновка. Далее к северу и северо-востоку архейские метаморфические породы слагают лишь небольшие изолированные участки (мыс Валуكان, берег губы Яксакан, на мысе Понгонье и ряд ксенолитов среди более молодых гранитоидов в междуречье Кабаньей и Урбикана).

Как видно из сказанного, архейские породы в Восточном Прибайкалье обнажены в разрозненных участках, что создает значительные трудности при их изучении, которые усугубляются разновозрастностью широко развитых в Восточном Прибайкалье архейских и послеперархейских гранитоидов, обилием разрывных нарушений и общей плохой обнаженностью.

Изучение архея в рассматриваемом районе было начато в последние десятилетия прошлого века И. Д. Черским (1886б и др.), впервые выделившим в Прибайкалье породы архейского возраста и создавшим первую единую схему стратиграфии докембрия для всего Прибайкалья. Свое значение схема Черского сохраняет и до наших дней, поскольку все последующие исследования лишь в той или иной степени уточняли и детализировали ее. Позже, в 1909—1911 гг., в Северо-Восточном Прибайкалье работал В. К. Котульский, а п-ов Святой Нос изучал П. Эскола (1914). В предвоенные годы (1939—1940) большая часть прибрежной полосы архея была исследована при мелкомасштабных геологических съемках Л. И. Салопом и Б. А. Аверьяновым.

В разное время на отдельных площадях проводились геологические съемки и геолопоисковые работы А. С. Кульчицким и Г. А. Покатиловым (1947 г.), В. Тищенко (1954 г.), В. И. Навиль (1954—1956 гг.), Д. Ц. Циреновым, П. Ф. Зайцевым и др. (1959—1960 гг.), Г. М. Яценко (1960—1961 гг.). В 1957—1959 гг. Восточно-Сибирским геологическим институтом Сибирского отделения АН СССР изучались стратиграфия и магматизм архея п-ова Святой Нос и прилегающей к нему территории. Обобщения известной части материалов по исследованию Прибайкалья имеются в работах В. А. Обручева (1938), Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1939б), Е. В. Павловского (1948а), Л. И. Салопы (1958а, 1958з), Н. В. Фроловой (1958), К. П. Калининой (1959) и др.

В результате проведенных работ установлено, что на рассматриваемой территории пользуются широким развитием породы единого возрастного комплекса с совокупностью признаков, присущих типичному архею Восточной Сибири. У этих пород одинаковая степень метаморфизма, имеется некоторое сходство нормальных разрезов, магматических и ультраметаморфических проявлений. Все это служит основанием для отнесения данного комплекса глубокометаморфизованных пород Восточного Прибайкалья к архею.

Основой для общепринятого в настоящее время стратиграфического расчленения архея Восточного Прибайкалья послужили работы Б. А. Аверьянова и Л. И. Салопы (1939, 1958а, 1958з и др.). По данным этих исследователей, архейские осадочно-метаморфические образования представлены в Восточном Прибайкалье двумя толщами (снизу): таланчанской (гнейсово-сланцево-амфиболитовой) и святоносской (гнейсово-сланцево-карбонатной)¹. В главных чертах такое двучленное деление архея сохраняется до самого последнего времени, хотя и введены более дробные подразделения (свиты и подсвиты), и вещественное содержание каждой из толщ намного расширилось.

Таланчанская толща в Восточном Прибайкалье развита в основном вдоль берега Байкала от долины р. Большой Сухой до юго-восточного побережья Баргузинского залива. Здесь в отдельных разобщенных участках обнажены метаморфические породы, по-видимому, единой толщи. Судя по описаниям многих исследователей (Л. И. Салоп, А. С. Кульчицкий, Г. М. Яценко и др.), петрографический состав толщи довольно однообразен. В нем преобладают роговообманковые кристаллические сланцы и амфиболиты, которым резко подчинены типично седиментогенные биотитовые и биотитово-гранатовые гнейсы. Весьма интенсивны явления гранитизации, вследствие чего в большинстве случаев наблюдаются либо мигматиты перечисленных глубокометаморфизованных пород, либо сравнительно небольшие их ксенолиты среди древних гнейсовидных гранитов. Самое крупное поле пород таланчанской тол-

¹ Некоторые авторы называют святоносскую и таланчанскую толщи свитами. — *Ред.*

щи¹ примыкает непосредственно к озеру и занимает бассейны рек Большой Сухой и Малой Сухой. Наиболее полный разрез толщи, по наблюдениям Л. И. Салопа, обнажен по долине р. Малой Сухой, где метаморфические породы прослеживаются до верховьев и слагают полосу шириной до 15 км. Далее к юго-востоку архейские породы контактируют с мощной зоной протерозойских (?) blastsмилолитов.

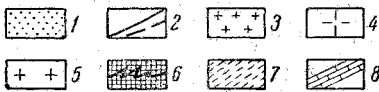
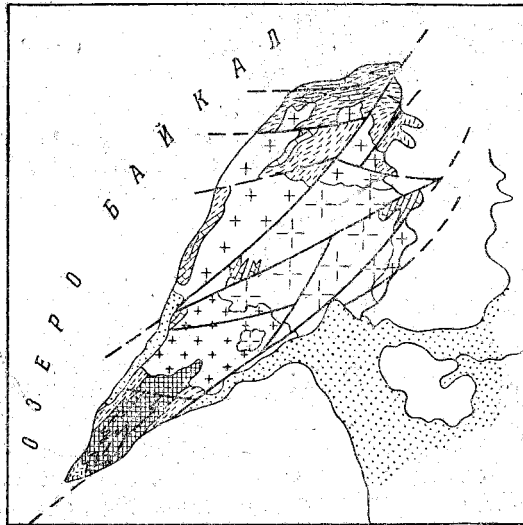


Рис. 11. Схема геологического строения п-ова Святой Нос (по А. С. Ескину и С. Д. Хилько)
 1 — рыхлые отложения (Q); 2 — разломы, достоверно установленные и предполагаемые (γP_2); 3 — каледонские (?) гранитоиды; 4 — порфириновые верхнепротерозойские гранитоиды (γP_1); 5 — нижнепротерозойские (?) гранитоиды (γP_1); 6 — мраморно-амфиболитовая свита Нижнего Изголья (сплошной линией показаны пласты и структуры, сложенные мраморами); 7 — онгоконская свита; 8 — курбуликская свита

но, по-видимому, с представлениями этих авторов об общем простом моноклинальном залегании толщ. В действительности слоистые образования архея повсеместно сложно дислоцированы, и оценка мощностей возможна только при детальном картографировании складчатых структур.

По мнению Л. И. Салопа (1939 г.) и других исследователей (А. С. Кульчицкий, В. И. Навиль), таланчанская свита (толща) подстилает святоносскую. В районе хребта Черная Грива Л. И. Салоп (1939 г.) отметил выдержанное падение роговообманковых гнейсов таланчанской свиты на северо-запад, т. е. под породы святоносской свиты (толщи), обнажающиеся на побережье Байкала, вблизи мысов Каткова и Крестового. Породы таланчанской толщи слагают здесь юго-восточный склон хребта и протягиваются от берега Байкала к верховьям р. Правой Максимихи. Взаимоотношения двух названных толщ до сих пор не

Р -
 Таланчанской губы полоса гнейсов, кристаллических сланцев, мигматитов и древних гранитов суживается, и они выходят лишь в виде отдельных «пятен» на перешейке между озерами Байкал и Котокель, на правобережье р. Турки, в ее среднем течении, и вдоль южного побережья Баргузинского залива. Подобные же породы слагают мыс Валукан и сохранились в виде крупных ксенолитов среди гранитоидов на междуречье Большой, Езовки, Кабаньей и Урбикана. Более подробно мы рассмотрим архейский разрез этого участка ниже. Л. И. Салоп нигде не приводит данных о мощности этой толщи. А. С. Кульчицкий (1957а) ее видимую мощность определяет в 6000 м, В. И. Навиль для разреза междуречья Кабаньей и Урбикана — в 4000 м; но обе эти цифры несомненно завышены. Преувеличение мощностей связа-

¹ В том смысле, в каком этот термин впервые был применен Л. И. Салопом, применяется им в ряде работ последнего времени.

изучены, если не считать детальных исследований участка «Максимиха», выполненных М. А. Яровым и др. в 1958 г. Эти материалы, к сожалению, не позволяют определенно решить вопрос, хотя не исключено, что мраморы, возможно, залегают на гнейсах. Таланчанская свита контактирует с карбонатными породами (мраморами) вблизи устья р. Большой Сухой. По последним наблюдениям Г. М. Яценко и др., здесь мраморы лежат в ядре синклинали на породах таланчанской толщи, и в этом случае их надо считать стратиграфическими аналогами мраморов Крестового мыса.

Святоносская толща в отличие от таланчанской характеризуется всеми исследователями как тесное переслаивание разнообразных гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов с пластами и горизонтами мраморов различной мощности. В Восточном Прибайкалье породы святоносской толщи выходят на побережье п-ова Святой Нос, между устьем р. Большого Чивыркуя и бухтой Сосновка, и в некоторых других пунктах.

По материалам А. С. Ескина и С. Д. Хилько, значительная часть п-ова Святой Нос сложена породами архея, которые образуют сплошные поля на севере и северо-востоке полуострова, около мысов Орловый и Верхнее Изголовье, по берегам многих мысов и бухт Чивыркуйского залива и в юго-западной части полуострова от мыса Нижнее Изголовье на 15 км к северо-востоку (рис. 11). Стратиграфическая последовательность отдельных членов разреза достаточно однозначно устанавливается здесь в крупных многокилометровых обнажениях по берегам Чивыркуйского и Баргузинского заливов при их детальном изучении и подтверждается прослеживанием складчатых структур по простиранию. По данным А. С. Ескина и С. Д. Хилько (1957—1959 гг.), стратиграфический разрез архея п-ова Святой Нос следующий (снизу, мощность в метрах):

1. *Курбуликская свита.* Мраморы, преимущественно графитовые, а в зонах контактов с протерозойскими гранитоидами перекристаллизованные, крупнозернистые, без графита. В низах выходят пропластки графитистых кварцитов (до 20—25 м). Видимая мощность 250—300
2. *Онгоконская свита.* Амфиболиты, роговообманково-кристаллические сланцы и роговообманковые плаггиогнейсы (все разности этих пород часто содержат биотит), мигматиты небулитового типа иногда с невыдержанными пропластками биотитовых и биотитово-альмандиновых плаггиогнейсов. Отмечены альмандинсодержащие роговообманково-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты. В единичных случаях в кристаллических сланцах и амфиболитах наблюдаются реликты гиперстена. Мощность свиты 600—700
3. *Мраморно-амфиболитовая свита Нижнего Изголовья.* Амфиболиты, роговообманково-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и плаггиогнейсы с маломощными невыдержанными пропластками биотитовых и биотитово-альмандиновых плаггиогнейсов, а в низах свиты пласты мраморов мощностью от 1,5 до 20 м. Число пластов не превышает трех. Видимая мощность не менее 350—400

Таким образом, суммарная видимая мощность архея на п-ове Святой Нос составляет 1400 м. Характер складчатой структуры и размещение пород свит на площади показаны на схеме (см. рис. 11).

Вдоль восточного берега Байкала от берегов Чивыркуйского залива и далее на северо-восток до мыса Разбор (бухта Сосновка) обнажен несколько иной разрез архейских пород¹. Судя по наблюдениям

¹ Характеристика архея этого участка приводится по материалам детального маршрута А. С. Ескина, выполненного в 1959 г.

А. С. Ескина и Д. Ц. Циренова, архейские породы в этом районе слагают узкую полосу шириной не более 1,5—2 км. При движении от берега к востоку архей сменяется протерозойскими гранитоидами. Несмотря на узость полосы, нормальный разрез здесь, по-видимому, полнее, чем на п-ове Святой Нос. В ее пределах, как правило, обнажены только архейские образования с явным преобладанием различных метаморфических пород. На этом отрезке побережья протяженностью более 30 км наблюдается разрез, во многом сходный с разрезом п-ова Святой Нос. Низы разреза вскрыты на северном окончании полосы и представлены пироксеновыми, биотитово-пироксеновыми, биотитово-роговообманково-пироксеновыми плагиогнейсами и плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, тесно переслаивающимися с роговообманковыми, биотитово-роговообманковыми и биотитовыми плагиогнейсами и плагиокристаллосланцами. Роговообманковые и биотитовые разности пород входят в разрез этого не полностью (?) вскрытого горизонта в подчиненном количестве. Во многих местах все эти породы превращены в диафориты типа серицитово-эпидотовых филлонитов, для которых весьма характерно появление свежих рассеянных зерен пирита. Интенсивный диафорез пород на описываемом участке, несомненно, следует связывать с наличием многочисленных зон катаклаза и милонитизации.

Горизонт выделен нами под названием громотухинского, его видимая мощность достигает 50—60 м. Он выходит в ядрах нескольких небольших антиклиналей и перекрывается сложной мраморно-кварцевой свитой. Подобные взаимоотношения наблюдаются в нескольких обнажениях на участке между мысом Разбор и устьем р. Большие Черемшаны. Переслаивание мраморов и кварцитов (те и другие, как правило, содержат примесь графита) имеет различный характер. Встречаются пласты мраморов мощностью 5—15 м, а в одном случае не менее 75 м. Этот мощный пласт приурочен к верхам свиты (при этом здесь отмечалась неполная видимая мощность). Мощность пластов кварцитов (или их гранитизированных аналогов) от 3 до 15—20 м. Суммарная мощность свиты определяется в 250—350 м. Эта свита вполне может быть сопоставлена с курбуликской свитой разреза п-ова Святой Нос (верхи — сравнительно мощные мраморы, в низах — мраморы и кварциты). Некоторая разница разрезов свиты на этом участке и на полуострове легко объяснима. На участке мыс Разбор — р. Большие Черемшаны наблюдается более полный разрез свиты в сравнительно пологом крыле широкой антиклинали, тогда как на п-ове Святой Нос породы той же свиты выходят среди гранитоидов в виде изолированных «пятен», часто в ядрах узких сжатых антиклиналей. В последнем случае, вероятно, происходило заполнение более пластичными мраморами сводовых частей складок, что привело к неизбежному увеличению мощностей. На участке междуречья Большие Черемшаны — Малые Черемшаны мраморно-кварцевая (курбуликская) свита контактирует с толщей, которая безусловно аналогична онгоконской свите. Тождественность этих членов разреза подтверждается сравнением их состава (преобладание амфиболитов, роговообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев и плагиогнейсов, часто содержащих альмандин, редкие пропластки биотитовых и биотитово-гранатовых плагиогнейсов и т. д.), а также соразмерностью мощностей (500—700 м).

Далее к югу, в промежутке между устьями рек Малые Черемшаны и Кедровой, на однообразные породы онгоконской свиты ложится стратиграфический аналог мраморно-амфиболитовой свиты Нижнего Изголовья. Ее основание сложено пластом мрамора (часто графитистого) мощностью около 3 м. Более верхние части разреза свиты сложены

четырьмя чередующимися (?) пластами мраморов (мощность 10—15 м) и кристаллических сланцев (мощность 10—35 м). Состав сланцевых пластов однообразен; это преимущественно меланократовые роговообманковые (с биотитом) плагиогнейсы, роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты. Только в маломощных зонах переходов к мраморам или в мелких пропластках среди мраморов наблюдались диопсидсодержащие кристаллические сланцы и плагиогнейсы. В верхах свиты лежат роговообманковые плагиогнейсы, тонко переслаивающиеся с амфиболитами, часто наблюдаются мигматиты всех пород. Видимая мощность верхнего гнейсово-сланцевого горизонта не менее 250—300 м.

Описание разреза на участке побережья между устьем р. Большого Чивыркуя и бухтой Сосновка необходимо привести по двум причинам. Во-первых, в этом разрезе достаточно четко видны стратиграфические взаимоотношения, характер переслаивания и петрографический состав отдельных пластов горизонтов и свит. Во-вторых, в отличие от разреза, наблюдаемого на п-ове Святой Нос, здесь вскрыты полный разрез курбуликской свиты и громотухинский горизонт (?) подстилающих эту свиту парагнейсов. Поэтому приведенный разрез следует считать наиболее исчерпывающим характеристикой святоносской толщи в том смысле этого термина, в каком он был впервые в 1939 г. предложен Л. И. Салопом для архея Восточного Прибайкалья и затем приводился им в ряде последующих работ.

К северу и северо-востоку от рассмотренных выше участков располагается весьма обширное поле разнообразных гранитоидов и древних метаморфических пород. Последние имеют пестрый петрографический состав и существенные различия в степени метаморфизма. По данным ряда исследователей (И. Д. Черский, В. К. Котульский, Б. А. Аверьянов, В. И. Навиль и др.), отдельные мелкие выходы здесь сложены несомненно архейскими пара- и ортопородами. К ним, например, явно относятся гнейсовидные гранитоиды и мигматиты, насыщенные ксенолитами — реликтами биотитовых и амфиболовых гнейсов, на мысах Иринда и Понгонье.

На междуречье Кабанья — Томпуда, по наблюдениям В. И. Навиль (1959 г.), имеются довольно крупные выходы метаморфических пород, которые она относит к архею и расчленяет на две толщи. В низах разреза лежит таланчанская толща, разделенная на мивокскую и урбиканскую свиты. Обеим свитам присущ весьма пестрый петрографический состав, характеризующийся преобладанием плагиогнейсов, гнейсов, ортогнейсов и амфиболитов. В составе тех же свит В. И. Навиль отметила «эксплозии эпидотизированных плагиопород (?—А. Е.), ортогнейсы с гранатом, мусковитово- и хлоритово-биотитовые плагиопороды с кальцитом». Выше таланчанской толщи лежит святоноская, состоящая из озерской и тажеранской свит, преимущественно карбонатного состава (мраморы, мраморы с графитом, кальцифиры). В подчиненном количестве в состав свит входят кварциты, амфиболиты, скарноиды, пироксенолиты, пласт агломератовых туфов, гиперстеново-полевошпатовые эффузивы и их туффиты.

Как видно из описания, в выделенных В. И. Навиль толщах отмечаются породы, явно не характерные для архейских комплексов других частей Восточного Прибайкалья, а также для классических разрезов архея Южного Прибайкалья и других районов Восточной Сибири. Вместе с этим появление столь разнообразных по степени метаморфизма пород (двуслюдяные гнейсы, хлоритово-биотитовые плагиогнейсы с цоизитом, разнообразные скарноиды, туфы, эффузивы и т. д.) вполне объяснимы проявлениями диафтореза, контактовым воздействием гранитов и оши-

бочным включением в архейский комплекс более молодых образований. При изъятии последних набор петрографических разновидностей этого разреза ничем не будет отличаться от набора пород архейских комплексов других участков Восточного Прибайкалья (мраморы, кварциты, амфиболиты, плагиогнейсы). Отметим, что в этом же районе Б. А. Аверьянов в 1940 г. разделял метаморфические породы на две разновозрастные свиты — таланчанскую свиту архея (метаморфизованные габбро-нориты и гранито-гнейсы) и шаманскую свиту нижнего протерозоя (переслаивание филлитов, порфиروبластических сланцев, мраморов, амфиболитов, кварцитов и различных мигматитов). Эти сведения явно противоречивы и не позволяют с полной уверенностью считать все метаморфические породы этого участка архейскими.

Для изучения стратиграфии древних толщ описываемый район наиболее сложен. По верховьям рек Кабаньей и Шегнанды проходит полоса, где сближены породы архея (по В. И. Навиль) и верхнего протерозоя. Последние имеют высокую степень метаморфизма, обусловленную контактовым воздействием гранитов. Близость степени метаморфизма затрудняет отделение архея от протерозоя (Салоп, 1958а; Беличенко и др., 1959). При стратиграфических построениях необходима особая осторожность и детальность наблюдений.

Подводя итоги описанию разрезов архея отдельных участков Восточного Прибайкалья, отметим, что составить одинаково детальную сводную колонку для всех участков в настоящее время невозможно. Этому препятствует различная степень детальности наблюдений и фрагментарность разрезов.

Стратиграфическая схема архея в Восточном Прибайкалье представляется в следующем виде (снизу):

1. *Таланчанская толща.* Роговообманковые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты с подчиненными прослоями лейкократовых парагнейсов, гнейсов и, возможно, единичные маломощные прослои мраморов. Обоснованные данные о мощности толщи отсутствуют.

2. *Святоноская толща.* Тесное переслаивание амфиболитов, роговообманковых кристаллических сланцев (те и другие часто с гранатом), менее биотитовых и биотитово-гранатовых плагиогнейсов с горизонтами и пластами мраморов, реже кварцитов. На северо-востоке толща имеет преимущественно карбонатный состав (мраморы, реже кварциты и амфиболиты). Мощность толщи, по А. С. Ескину и С. Д. Хилько, не менее 1500 м, по В. И. Навиль, до 3300 м.

Коротко следует остановиться на возможных сопоставлениях рассмотренных разрезов и их положении по отношению к разрезам архея смежных районов Прибайкалья и Восточного Саяна. В общих чертах такие сопоставления уже проводились Л. И. Салопом (1958а, 1958з и др.) и до самого последнего времени ни у кого особых сомнений не вызывали. Сущность этих сопоставлений сводится к параллелизации бескарбонатной таланчанской толщи с шарыжалгайской серией и карбонатно-гнейсовой святоносской толщи со слюдянской серией Южного Прибайкалья и хребта Хамар-Дабан. В связи с более детальными исследованиями архея Восточного Прибайкалья и соответственно с детализацией колонки архея в Южном Прибайкалье¹ при попытке сравнить разрезы этих двух районов мы сталкиваемся с рядом трудностей и неувязок. Наиболее существенные из них следующие:

1. Шарыжалгайская серия подразделяется на ряд свит, существенно различных по петрографическому составу. В целом это преимущественно разнообразные гнейсы; седиментогенное происхождение преобладающей их части бесспорно. Сравнительно мощные толщи амфибо-

¹ Говоря о разрезе архея Южного Прибайкалья, мы имеем в виду стратиграфическую схему, принятую на совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Восточной Сибири, Иркутск, 1958 г.

литов и меланократовых роговообманковых кристаллических сланцев отмечаются только в средней части разреза, в шумихинской свите. В разрезе же таланчанской толщи такие породы преобладают.

2. Выделение в верхней части разреза таланчанской толщи озерской и тажеранской свит (амфиболиты, мраморы и кварциты) лишь усугубляет различие сравниваемых таланчанской толщи и шарыжалгайской серии.

3. Слюдянская серия, сопоставляемая со святоносской толщей, характеризуется примерно равной ролью мраморов, разнообразных парагнейсов и первично седиментогенных кристаллических сланцев (биотитовых, гранатовых, силлиманитовых гнейсов и главным образом диопсидсодержащих кристаллических сланцев). В приведенных выше описаниях святоносской толщи в Восточном Прибайкалье общий характер ее разреза действительно схож с разрезом слюдянской серии. Он представляет собой переслаивание карбонатных пород (менее кварцитов) с силикатными. Разным является только состав горизонтов и пластов силикатных пород. В разрезе святоносской толщи они повсеместно представлены либо амфиболитами и роговообманково-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, либо мигматитами этих пород. Типичные метаморфические парапороды (исключая, конечно, мраморы и кварциты) в разрезах играют незначительную роль и никогда не встречаются в виде мощных выдержанных пластов, пачек или горизонтов.

По побережью в пределах среднего Байкала архейские разрезы вполне однозначны. По данным А. С. Ескина (1960—1961 гг.), разрез архея п-ова Святой Нос тождествен разрезу на о-ве Ольхон и весьма близок к стратиграфической колонке архея Приольхонья. Разрез архея междуречья Кабанья—Урбикан, по В. И. Навиль, сходен с разрезом Западного Прибайкалья, насколько об этом можно судить по сходству схем А. С. Кульчицкого и В. И. Навиль.

Для характеристики складчатости архейского комплекса Восточного Прибайкалья в целом мы располагаем лишь отрывочными и неполными данными. В этом районе преобладающим простиранием архейской толщ является северо-восточное. Таким образом, в соответствии с двучленным делением архея следует допускать наличие крупного архейского синклинория с общим северо-восточным простиранием. Ориентировка оси этой структуры слегка отклоняется к востоку по отношению к ориентировке впадины Байкала. Большой интерес представляют складчатые формы второго и выше порядков, но для их характеристики мы не располагаем одинаково детальными материалами по всей интересующей нас площади. Поле пород таланчанской толщи в пределах между мысом Сухинским и южным берегом Баргузинского залива хотя и исследовано детально (Л. А. Малышева, А. В. Карбаинов, Г. М. Яценко, М. А. Яровой и др.), но структурно (и стратиграфически) до сих пор остается нерасшифрованным. Здесь сказывается плохая обнаженность, однообразие петрографического состава толщи и обилие древних гранитоидов. Судя по отдельным замерам залегания слоев, можно говорить о преобладании северо-восточных простираний с падениями под разными углами на северо-запад и юго-восток. Эти данные указывают лишь на сложность строения и обилие мелких складок. На участке между долинами рек Малой Сухой и Большой Сухой наблюдается плавный поворот простираний к почти широтному. Здесь же, по данным Г. М. Яценко, намечается центриклинальное замыкание синклинали, крылья которой сложены мраморами, — на западе она скрывается под водами озера.

На п-ове Святой Нос, по данным А. С. Ескина и С. Д. Хилько, выделяются следующие основные структуры: Нижне-Изголовнинская

синклиналь, Марковская, Орловская и Курбуликская антиклинали. Крылья Нижне-Изголовнинской синклинали сложены однообразными породами онгоконской свиты, в ее ядре лежит сложная мраморно-амфиболитовая свита Нижнего Изголовья (см. рис. 11). Общее простирание структуры северо-восточное, в непосредственной близости от мыса Нижнее Изголовье (здесь, вероятно, располагается южная центриксиналь структуры) наблюдаются устойчивые северо-западные простирания. Ширина ядра структуры не превышает 4,5 км; в 15 км к северо-востоку от мыса Нижнее Изголовье складка «оборвана» полем каледонских гранитоидов. Замеры элементов залегания пород в крыльях, как правило, подтверждают синклинальный характер структуры; углы падения крутые (60—80°).

Перечисленные выше антиклинальные структуры характеризуются ясно выраженной асимметрией; иногда они опрокинуты на юго-восток. Ядра антиклиналей сложены мраморами курбуликской свиты, крылья — амфиболитами, кристаллическими сланцами и мигматитами онгоконской свиты. Для крыльев характерно также северо-восточное простирание¹ и в общем крутые падения (см. рис. 11); но отмечено несколько случаев сравнительно пологого залегания слоев. Например, вблизи мыса Орловый мраморы ядра залегают под гнейсами, падая под углом 15°. На продолжении этой же структуры к восток-северо-востоку отмечены углы падения 25—30°.

Складчатые формы высших порядков характеризуются значительным разнообразием и хорошо наблюдаются в крупных обнажениях. В этом отношении особенно интересны расчлененные заливами обрывистые берега Чивыркуйской стороны полуострова.

В полосе архейских пород, расположенной между устьем р. Большого Чивыркуя и бухтой Сосновка; простирание слоистых толщ изменчиво. От устья р. Большого Чивыркуя до устья р. Кедровой слои имеют северо-восточное простирание, между устьями рек Кедровой и Малые Черемшаны — северо-западное, местами до широтного. Затем, по мере движения на северо-восток, простирание архейских пород опять становится северо-восточным. Вблизи устья р. Громотухи намечается второй поворот к северо-западному простиранию. На всем этом отрезке побережья вскрыты почти поперечные разрезы нескольких сравнительно крупных структур. Следуя с севера, это — Громотухинская антиклиналь, Черемшанско-Кедровская синклиналь и Чивыркуйская антиклиналь. Они сложены теми же свитами — аналогами разреза архея п-ова Святой Нос и являются складками второго порядка по отношению к общей структуре байкальского архея. Морфологически такого рода складки тождественны крупным святоносским структурам. Они резко асимметричны (северные крылья имеют углы падения 30—55°, южные — 60—90°), иногда южные крылья опрокинуты на юг. Амплитуды складок порядка полутора-двух тысяч метров. В отдельных обнажениях на участке мыс Разбор — устье р. Большого Чивыркуя особенно хорошо видна морфология мелких складок третьего-четвертого порядков. Такие складки, как правило, имеют небольшую амплитуду (8—10 м) и ширину не более 30—50 м. Обращает на себя внимание постоянное погружение

¹ Д. Ц. Циренов, детально изучивший в 1959 г. разрез святоносской толщи по берегам Чивыркуйского залива, справедливо указывает на поворот структур северо-восточного простирания (в районе мысов Курбулик, Онгокон и Фертик) на северо-запад вблизи мыса Верхнее Изголовье. Однако северо-западное простирание характерно лишь для структур с восточной стороны мыса. Отсюда к устью р. Маркова вдоль всего полуострова протягивается мощная зона древнего(?) разлома. Породы, лежащие к северо-западу от линии разлома, имеют обычно северо-восточное простирание, а вблизи Верхнего Изголовья — восток-северо-восточное.

марниров складок на восток или запад. Складки всегда асимметричны. Мелкие складки высших порядков наблюдаются лишь в некоторых участках сильно мигматизированных силикатных пород (мелкие сложные складочки типа птигматитов). На других участках выходов архея в Восточном Прибайкалье складчатые структуры не изучались.

Разрывные тектонические нарушения в полосе восточнoбайкальского архея распространены широко, имеют различный масштаб и разнообразны по типам. Несмотря на их несомненно более молодой, постархейский возраст, устанавливаемый по взаимоотношениям разломов со складчатыми структурами метаморфических толщ, древними архейскими мигматитами и гранитоидами, зоны разрывов интересны с нескольких точек зрения. Иногда с ними связаны довольно мощные полосы диафоритов. Этим легко объясняется появление в разрезах таких нетипичных пород, как эпидотовые, хлоритовые, серицитовые сланцы (в действительности это филлониты). Смещения блоков по поверхностям, приуроченным к контактам горизонтов, пластов или свит, часто приводят к кажущемуся нарушению нормальной стратиграфической последовательности. Как показало детальное исследование п-ова Святой Нос (см. рис. 11), относительно крупные разломы сыграли определенную роль в пространственном размещении постархейских гранитоидов в поле развития архейских метаморфических пород. Недостаточная изученность разломов и пород, их сопровождающих, приводит к досадным ошибкам. В этом отношении показательны «кембрийские конгломераты» на о-ве Елена в Чивыркуйском заливе (выделены В. Ф. Тищенко в 1954 г.) и «песчаники» среди мраморов в районе мыса Крестового (М. А. Яровой и др., 1958 г.). В обоих случаях за осадочные породы были приняты милониты архейских мраморов с реликтовыми обломками кварца, кварцитов и других пород.

Перспективность толщ архея Восточного Прибайкалья в отношении полезных ископаемых следует оценивать с двух точек зрения. Поиски отдельных видов минерального сырья (флогопит, магнетит, титаномагнетит, апатиты), основанные на общем сходстве среднебайкальского архея с архейскими комплексами Южного Прибайкалья и Восточного Саяна, были безуспешными, но их все же следует продолжать. Более плодотворными могут, по-видимому, оказаться поиски месторождений и рудопроявлений контактового типа (например, скарнового). Их наличие в архейской полосе Восточного Прибайкалья вполне вероятно, поскольку здесь наблюдается тесная ассоциация пестрых по составу метаморфических пород архея и различных по своей активности гранитоидов.

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СРЕДНЕ-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

В Средне-Витимской горной стране архейскими образованиями сложены Северо-Муйская и Южно-Муйская глыбы, являющиеся внутренними поднятиями блокового типа среди протерозойской (раннекаледонской) складчатой области. Древнейшие образования развиты здесь в бассейнах рек Янгуда и Самокута (Северо-Муйская глыба), а также в бассейнах рек Тулдуни, Бамбуйки, Таксимы и в низовьях р. Калара (Южно-Муйская глыба).

Ниже будут рассмотрены только древние комплексы Северо-Муйской глыбы и западной части Южно-Муйской глыбы, развитые на левобережье Витима в пределах Бурятской АССР. В этом районе они изучались А. К. Мастером, Н. П. Михно, В. К. Полетаевым, Л. И. Салопом, М. М. Тамбовцевым, В. Л. Тихоновым и др. Подробно освещены

лишь результаты исследований А. К. Мейстера в 1909 и 1911 гг. (Мейстер, 1932). Очень краткие сообщения о новых работах содержатся в статьях В. Л. Тихонова и Л. И. Салопа (1958б, 1958з). Приводимая ниже характеристика архея левобережья Витима дается в основном по материалам наблюдений Л. И. Салопа в 1949—1954 гг. и отчасти по данным других исследователей (преимущественно В. К. Полетаева, М. М. Тамбовцева и В. Л. Тихонова).

Стратиграфическая последовательность архейских суперкрупных толщ в общих чертах может быть выяснена в бассейнах рек Самокута и Янгуда.

Река Самокут и рч. Илеир (Илигирь), впадающая в р. Янгуд, пересекают поперек крупный антиклинорий северо-восточного простирания, ось которого расположена примерно по водоразделу Северо-Муйского хребта. Вблизи перевала из Самокута в Илеир в ядре этой структуры обнажаются биотитовые, двуслюдяные и биотитово-амфиболовые гнейсы — мигматиты с послойными телами гранито-гнейсов. В верховьях р. Самокута и по рч. Илеиру на обоих крыльях антиклинория эти породы постепенно сменяются амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, перемежающимися с тонкослоистыми кристаллическими сланцами и биотитовыми или гранатово-биотитовыми гнейсами. Еще дальше от оси антиклинория, в среднем течении р. Самокута, вблизи устья кл. Бокового, а также в верховьях р. Янгуда (низовья рч. Илеира, кл. Люнку и др.) обнажается толща, характеризующаяся переслаиванием ряда различных гнейсов, амфиболитов, известково-силикатных кристаллических сланцев и мраморов.

Судя по элементам залегания слоистости и по симметричному расположению различных типов пород относительно оси антиклинория, можно предполагать, что в разрезе по р. Самокуту и рч. Илеиру вскрывается нормальная стратиграфическая последовательность толщ. Все же нельзя быть уверенным в правильности такого заключения, так как тектоническая структура в бассейне р. Самокута сложная, слои часто залегают вертикально; кроме того, здесь не получено данных, которые исключали бы опрокинутое залегание. Однако на других участках Северо-Муйской глыбы более детальное исследование мелких, но лучше распознаваемых складчатых структур подтверждает общую последовательность залегания толщ, которая намечена выше.

В бассейне кл. Люнку, на левобережье р. Янгуда (Делюн-Уранский хребет), хорошо выражена сжатая симметричная синклиальная складка с осью, погружающейся на северо-восток. О том, что эта складка представляет собой именно синклиналь, можно судить по замерам элементов залегания на участке центроклинального ее замыкания, расположенном к юго-западу от кл. Люнку и в долине Безымянного ключа, впадающего в р. Янгуд в 8 км выше устья кл. Люнку. В ядре синклинали выходят гнейсы и сланцы, перемежающиеся с мраморами, а на крыльях складки — толща гнейсов и амфиболитов без мраморов.

Еще более наглядно подобные соотношения толщ иллюстрируются на северо-западном склоне Делюн-Уранского хребта в верховьях р. Правого Мамакана, недалеко от упомянутой синклинали кл. Люнку. Здесь обнажена сжатая, сравнительно небольшая синклиналь почти меридионального простирания, которая хорошо прослеживается благодаря маркирующему горизонту тонкослоистых мраморов (рис. 12). Шарнир складки погружается к северу и к югу, так что на противоположных ее концах наблюдается центроклинальное залегание слоев, бесспорно свидетельствующее о синклинальном характере этой структуры. В ядре складки на мраморах залегают биотитовые гнейсы, содержащие про-

слои известково-силикатных кристаллических сланцев и силицифицированных мраморов. На крыльях синклинали, под горизонтом мраморов, располагаются двуслюдяные, биотитовые и биотитово-амфиболовые гнейсы, амфиболиты или же мигматиты.

Таким образом, в составе архейского комплекса Северо-Муйской глыбы можно выделить две толщи: нижнюю — гнейсово-амфиболитовую и верхнюю — гнейсово-карбонатную. Такое же строение, судя по материалам М. М. Тимовцова, имеет и архейский комплекс Южно-Муйской глыбы. Нижняя толща¹ была названа илеирской (по рч. Илеиру, притоку р. Янгуда), а верхняя — тулдунской (по р. Тулдуню, притоку р. Витима).

Илеирская толща сложена биотитовыми, гранатово-биотитовыми, двуслюдяными, кордиеритовыми, биотитово-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, а также различными кристаллическими сланцами, присутствующими в подчиненном количестве. Исключительно редко и только в самых верхах толщи встречаются небольшие прослои мраморов. Для бассейна р. Самокута намечается возможность разделения илеирской толщи на нижнюю пачку биотитовых и двуслюдяных гнейсов — мигматитов и верхнюю пачку амфиболовых и гранатово-биотитовых гнейсов, амфиболитов и кристаллосланцев. Однако различие в составе пород обеих пачек в значительной мере зависит от более интенсивной мигматизации в ядре Самокутского синклинория, где размещены породы нижней пачки.

Тулдунская толща состоит из разнообразных гнейсов, среди которых преобладают амфиболовые, биотитовые и гранатово-биотитовые разновидности, амфиболитов, кристаллических сланцев, преимущественно известково-силикатных, и мраморов. Карбонатные породы находятся в заметно подчиненном количестве. Они чаще всего образуют прослои от нескольких сантиметров до первых метров и гораздо реже слагают самостоятельные горизонты, достигающие иногда 250 м.

Мощность обеих толщ не определена, но даже в отдельных разрезах она не меньше чем 3000 м для илеирской толщи и 1500—2000 м для

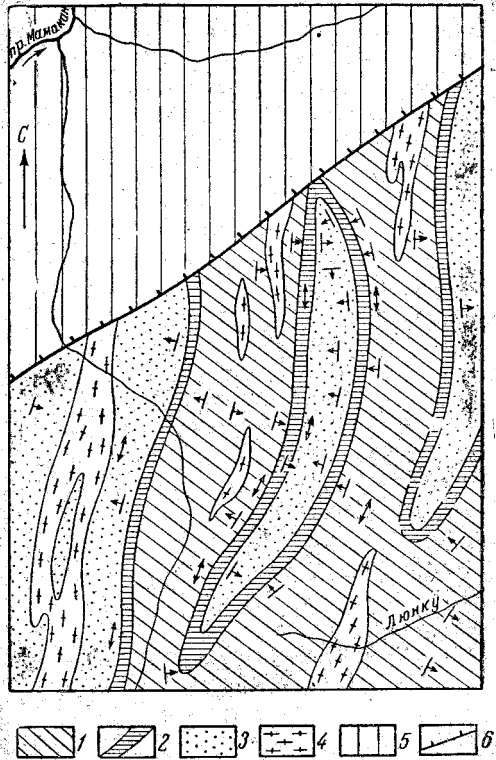


Рис. 12. Схема геологического строения участка верховьев р. Правого Мамакана (Делиун-Уранский хребет)

1 — гнейсы и амфиболиты (илеирская толща); 2 — горизонт мраморов (тулдунская толща); 3 — биотитовые гнейсы с прослоями мраморов и известково-силикатных сланцев (тулдунская толща); 4 — гранито-гнейсы; 5 — отложения кембрия; 6 — сброс

¹ В прежних работах Л. И. Салопа (19586, 1958з) нижняя толща называлась илеирской, так как рч. Илеир у местных жителей именуется также Илгирем. Изменение названия толщи (в соответствии с обозначением речки на карте) обусловлено тем, что в Патомском нагорье О. А. Глико в 1946 г. была выделена илигирская свита в составе верхнего протерозоя.

тулдунской толщи. Несомненно, что полная мощность каждой толщи должна значительно превышать указанные цифры.

Переходя к характеристике горных пород, слагающих архейский комплекс левобережья Витима, отметим, что в большинстве своем они одинаковы в обеих толщах, хотя количественное значение отдельных типов пород в них различно.

Гнейсы, как и в других районах, являются самыми распространенными породами архейского комплекса. Многие их разновидности ничем не отличаются от аналогичных пород архея Прибайкалья. Однако среди пород рассматриваемого района наряду с обычными крупнокристаллическими и грубосланцеватыми гнейсами иногда встречаются тонкозернистые биотитовые или гранатово-биотитовые их разновидности, которые лучше называть микрогнейсами. Как правило, никаких реликтовых структур в этих породах не наблюдается и только лишь в верховьях р. Правого Мамакана в ядре описанной выше синклинали (см. рис. 12) среди тулдунской толщи были встречены биотитовые и двуслюдяные микрогнейсы с реликтовой бластопсаммитовой структурой. Внешне это серые или темно-серые сравнительно мелкозернистые породы, в которых кое-где заметна неясно выраженная косая слоистость. Состоят они из кварца, плагиоклаза, биотита, мусковита и небольшой примеси карбоната, граната, апатита, сфена и рудного минерала. Кварц находится в составе мелкозернистой основной ткани породы, а также в виде округлых, но с зазубренными контурами включений диаметром до 5 мм, представляющих собой, по всей вероятности, регенерированные обломки. Такие микрогнейсы образуют несколько прослоев мощностью до 2 м среди обычных крупнозернистых биотитовых гнейсов. Это единственный известный случай, когда в суперкристалльных породах архейских комплексов Байкальской горной области наблюдались реликты структуры осадочных пород¹.

Интересно отметить, что в илеирской толще, преимущественно в верхней части ее разреза, иногда бывают заключены очень грубозернистые очковые кордиеритовые двуслюдяные гнейсы. Кордиерит в них развит в виде крупных (до 3—4 см) пойкилобласт, переполненных включениями кварца, плагиоклаза, граната, биотита и мусковита. В большинстве случаев гнейсы илеирской и тулдунской толщ интенсивно мигматизированы и пронизаны крупными согласными телами гранито-гнейсов.

Амфиболиты являются другими наиболее обычными образованиями архея Муйских глыб. Чаще всего они залегают в верхах илеирской толщи в виде прослоев и горизонтов до 200 м мощности. Более широко распространены массивные или грубосланцеватые разновидности. Они обладают гранонематобластовой структурой и состоят из обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза (олигоклаз-андезина), находящихся примерно в равных количествах; кроме того, в виде примеси присутствуют биотит, кварц, моноклинный пироксен (спорадически), сфен, апатит, рудный минерал. Многие амфиболиты богаты гранатом; встречаются также разновидности, близкие к горнблендитам. Известная часть амфиболитов, вероятно, является метаморфизованными основными эффузивами типа диабазов. Имеющиеся в нашем распоряжении редкие химические анализы характеризуют только некоторые разновидности амфиболитов, близкие по составу к горнблендитам (табл. 1).

На проекционном тетраэдре Ниггли фигуративные точки анализированных образцов ложатся в поле изверженных пород. Вместе с тем от обычных изверженных пород они отличаются очень высоким содер-

¹ Реликтовые структуры в архейских метабазитах встречаются гораздо чаще.

Таблица 1
 Результаты химических анализов амфиболитов
 (содержание в %)

Компоненты	№ анализа		Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому			Числа П. Ниггли		
	1	2	Коэфф.	1	2	Коэфф.	1	2
SiO ₂	44,03	46,19	<i>a</i>	1,8	1,6	si	94,5	97,2
TiO ₂	1,53	2,03	<i>c</i>	6,7	4,9	ti	2,4	3,1
Al ₂ O ₃	11,23	8,91	<i>b</i>	38,8	40,9	al	14,2	11,1
Fe ₂ O ₃	14,99	11,41	<i>s</i>	52,7	52,6	fm	60,5	70,8
FeO	9,13	12,68	<i>c'</i>	15,7	9,2	<i>c</i>	23,7	16,6
MnO	0,28	0,45	<i>f'</i>	57,4	52,6	alk	1,6	1,5
MgO	6,03	9,54	<i>m'</i>	26,9	38,2	<i>k</i>	0,15	0,0
CaO	10,32	7,42	<i>n</i>	85	100	mg	0,31	0,42
Na ₂ O	0,71	0,76	<i>a : c</i>	0,3	0,3	<i>c : fm</i>	0,39	0,23
K ₂ O	0,15	Следы	<i>Q</i>	4,9	2,9			
H ₂ O	0,08	0,09						
П.п.п.	1,35	0,24						
CO ₂	0,38	0,21						
Сумма	100,21	99,93						

Анализы взяты из работы А. К. Мейстера (1932): 1 — амфиболит (горнблендит с плагиоклазом), р. Самокут; 2 — гранатовый горнблендит, р. Самокут.

жанием окислов железа. По-видимому, несколько необычный состав данных пород обусловлен процессами метаморфизма (метасоматоза), но исходными образованиями для них были все же магматические породы основного или ультраосновного типа.

Кроме амфиболитов, в обеих толщах изредка встречаются пластообразные или линзовидные тела эклогитов. Внешне эти породы характеризуются красновато-зеленым цветом, средне- или мелкозернистым сложением, массивностью и большой плотностью. Состоят они в основном из бледно-зеленого моноклинного пироксена типа омфациита и розового граната; в подчиненном количестве присутствуют травяно-зеленый амфибол и коричневый биотит, а в виде примеси — кварц, мусковит, циркон, сфен и ортит. Структура эклогитов гранонематобластовая, иногда диаблостовая. За счет каких пород они образовались — неясно; быть может, это глубокометаморфизованные интрузивные базиты.

Кристаллические сланцы чаще всего встречаются в составе тулдунской толщи, где они находятся в виде прослоев и горизонтов среди гнейсов, амфиболитов и мраморов. По минеральному составу и структурно-текстурным признакам их можно разделить на две группы: известково-силикатные и силикатные (или существенно кварцевые) сланцы.

Известково-силикатные кристаллические сланцы тесно ассоциируют с карбонатными породами тулдунской толщи. Это серые или зеленоватые мелкозернистые породы, как правило отличающиеся тонкой полосчатостью или слоистостью, которая на выветрелой поверхности проявляется в форме ребристости. Структуры таких сланцев несколько варьируют в зависимости от присутствия в них чешуйчатых или столбчатых минералов. Чаще всего наблюдается гранобластовая (роговиковая) структура. Чередование тонких прослоек различного минерального состава обуславливает полосчатый текстурный рисунок породы. Боль-

шинство сланцев отличается полиминеральным составом. Для них наиболее типичны следующие минеральные ассоциации:

- 1) карбонат, биотит, цоизит, (микроклин);
- 2) кварц, цоизит, биотит, карбонат, амфибол, (плагиоклаз, сфен);
- 3) карбонат, кварц, биотит, (плагиоклаз);
- 4) биотит, кварц, цоизит, эпидот, (сфен, гранат, апатит);
- 5) эпидот, гранат, амфибол, кварц, (хлорит, карбонат, плагиоклаз, рутил, рудный минерал);
- 6) амфибол, эпидот, цоизит, микроклин, (кварц, сфен, апатит);
- 7) гранат, цоизит, эпидот, плагиоклаз, микроклин, (карбонат, диопсид, сфен, апатит);
- 8) кварц, гранат, диопсид, карбонат, (плагиоклаз, микроклин, сфен);
- 9) диопсид, скаполит, микроклин, (сфен, апатит)¹.

По-видимому, известково-силикатные роговиковые сланцы возникли в результате метаморфизма тонкослойных мергелистых пород. Многие из них очень напоминают аналогичные образования в святоносской или слюдянской толщах Прибайкалья.

Кристаллосланцы отличаются темно-серым цветом, большей крупностью зерна, сравнительно грубой слоистостью, но тонкой сланцеватостью. Среди них чаще всего встречаются биотитово-кварцевые, двуслюдистые кварцевые, амфиболово-кварцевые и гранатово-амфиболово-кварцевые сланцы. Кроме минералов, упомянутых в их названии, они спорадически содержат еще полевые шпаты, сфен, апатит и магнетит. Структура таких сланцев гранолепидобластовая или гранонематобластовая, иногда порфиробластовая. Эти породы, по всей вероятности, образовались за счет богатых кварцем псаммитовых и пелитовых осадков.

На правобережье Витима (в пределах Читинской области), судя по материалам А. А. Арсеньева (1940) и Ю. К. Дзевановского (1946б), в составе архейского комплекса Южно-Муйской глыбы широко распространены пироксеновые гнейсы или кристаллосланцы, среди которых наряду с авгит- или диопсидсодержащими разновидностями встречаются и гиперстеновые породы. Последние, кроме ромбического пироксена, содержат авгит, роговую обманку, плагиоклаз (андезин) и небольшое количество биотита, апатита и рудного минерала.

Мраморы, встречающиеся в составе тулдунской толщи, характеризуются светло-серым, почти белым, реже серым или зеленовато-серым цветом и, как правило, хорошо выраженной слоистостью. Почти всегда в них есть примесь кварца, биотита, полевых шпатов, диопсида, цоизита, амфибола, сфена, граната, апатита и других минералов. Иногда при большом содержании силикатов мраморы переходят в кальцифиры или известково-силикатные кристаллические сланцы. Среди них заметно преобладают кристаллические известняки или же слабо доломитовые известняки, а доломиты имеют резко подчиненное значение.

Наконец, следует упомянуть об архейских породах, подвергшихся регрессивному метаморфизму в связи с более молодыми (протерозойскими) тектоническими движениями и проявлениями магматизма. Такие породы — диафториты — очень распространены в зонах крупных дифференциальных движений, особенно по северо-восточному краю Северо-Муйской глыбы, где проходит пояс глубинных разломов. Здесь за счет гнейсов и амфиболитов возникли серицитовые или серицитово-хлоритовые сланцы с реликтами граната, наполненного серицитом, а также амфибола и биотита, замещенного хлоритом. В диафторитах часто отмечается тонкая вкрапленность пирита или пирротина.

¹ Минералы в каждом парагенезисе перечислены в убывающем количестве. В скобках названы минералы, присутствующие как примесь.

Архейский возраст гнейсового комплекса Среднего Витима устанавливается довольно определенно. На юго-восточной окраине Северо-Муйской глыбы, по рекам Самокуту и Булунде, на гнейсах и мраморах тулдунской толщи с крупным угловым несогласием залегает толща сильно метаморфизованных эффузивов, песчаников, сланцев и кристаллических известняков с базальным горизонтом конгломерата, галька которого в изобилии представлена мрамором, гнейсами, кристаллосланцами и гранито-гнейсами подстилающего комплекса древних образований. Поскольку метаморфическая толща, перекрывающая гнейсы, входит в состав древнейших протерозойских отложений и относится к муйской серии нижнего протерозоя (см. очерк «Протерозойские образования Средне-Витимской горной страны и Северного Прибайкалья»), естественно, что гнейсовый комплекс Муйских глыб следует относить к архею.

Архейские толщи района Среднего Витима могут быть сопоставлены с близкими по составу и стратиграфическому положению древнейшими образованиями Прибайкалья.

Илеирской толще, по-видимому, соответствует таланчанская толща Восточного Прибайкалья, сложенная преимущественно амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, и шарыжалгайская толща Южного Прибайкалья, состоящая из разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев (в том числе гиперстеновых), а также амфиболитов. Вышележащая тулдунская толща очень напоминает святоносскую толщу восточного побережья, приольонскую толщу западного побережья и слюдянскую толщу южного побережья Байкала. Для всех этих толщ характерно присутствие мраморов и известково-силикатных кристаллосланцев. Некоторые различия состава могут быть вполне объяснены фациальными изменениями.

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОЧИХ РАЙОНОВ БУРЯТИИ

В южных районах Бурятии до недавнего времени как архейские выделялись метаморфические толщи хребтов Цаган-Усун, Бургутуйского, Харгантуйского и Заганского. Это выделение основывалось на самом низком их положении в местных разрезах и на сходстве с так называемой хангарульской архейской толщей (свитой) хребта Хамар-Дабан. Новые исследования, однако, показывают, что метаморфические толщи названных хребтов имеют мало общего с хангарульской толщей, состав которой характеризуется преобладанием гранатовых гнейсов и некоторыми другими отличительными чертами, а сама толща обладает иной структурной позицией. Метаморфические толщи перечисленных хребтов отнесены к нижнему протерозою. Они описаны ниже, в соответствующем разделе. Возможный архейский их возраст окончательно не опровергнут. Например, Е. В. Павловский и Т. М. Дембо считают для метаморфических образований окрестностей г. Кяхты более вероятным архейский возраст (устные сообщения).

В юго-восточной части Витимского плоскогорья, в бассейнах рек Ципы и Большого Амалата, со времени исследований К. Н. Калининой в 1945 г. и С. П. Смеловского в 1957—1958 гг. известны выходы метаморфических пород, отнесенных С. П. Смеловским к протерозою. Весь этот район еще очень слабо изучен, но состав метаморфической толщи в бассейне р. Большого Амалата, названной С. П. Смеловским витимской, на современном уровне ее изученности скорее свидетельствует об архейском ее возрасте.

Витимская толща сложена биотитовыми и гиперстеновыми гнейсами, амфиболово-плагиоклазовыми и другими кристаллическими сланцами, причем биотитовые гнейсы приурочены к нижней, а кристалличе-

ские сланцы — к верхней половине видимого разреза, суммарная мощность отложений которого составляет почти 5000 м. С. П. Смеловский считает витимскую толщу нижнепротерозойской на том основании, что она несогласно перекрыта отложениями бамбуйской толщи, которую он относит к верхнему протерозою. Тем не менее, если учесть, что бамбуйская толща является несомненным аналогом вулканогенной муйской толщи, которая всеми исследователями относится к нижнему протерозою (Салоп, 1958з), возраст нижележащей, витимской толщи (серии), правдоподобнее считать архейским.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ОБ АРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ БУРЯТИИ

Архейские образования, как это видно из приведенных выше очерков по районам Бурятской АССР, развиты на изолированных сравнительно небольших площадях в пределах отдельных «выступов» древнейшего фундамента, среди обширных полей более молодых пород. Обычно основанием для отнесения тех или иных метаморфических комплексов к архею служат их стратиграфическое положение, состав пород этого сложного комплекса, их внутренние стратиграфические соотношения, характер метаморфизма, условия залегания и состав гранитоидов. Пока здесь имеется еще очень мало сколько-нибудь надежных определений абсолютного возраста пород, что вместе с неравномерной и, в общем, еще очень слабой изученностью древнейших образований Бурятии делает весьма условным причисление интересующего нас комплекса пород именно к архею. За пределами Бурятской республики архейские образования изучены гораздо более обстоятельно. Примером может служить архей Алданского щита, Южного и Западного Прибайкалья.

В двух районах распространения архейских пород в пределах Бурятской АССР — в Восточном Саяне и в Средне-Витимской горной стране — установлено, что стратиграфически выше этих древнейших образований располагаются более молодые метаморфические серии, относимые к нижнему протерозою. Последний залегает на архейском комплексе трансгрессивно и несогласно, фиксируя начало новой стадии развития территории.

Нижний протерозой, описанный в соответствующих разделах настоящего тома, обычно представлен формациями ортогеосинклиналей, весьма пестр в фациальном отношении, прорван несомненно интрузивными телами гранитоидов и характеризуется сложной гаммой метаморфических явлений (метаморфизм различного типа и различной интенсивности). В мощных разрезах нижнего протерозоя на разных стратиграфических уровнях обычно отмечаются стратиграфические перерывы и угловые несогласия. Другими словами, с начала протерозоя с достаточной достоверностью фиксируются многие черты тектонического режима, который мы привыкли называть геосинклинальным и особенностями которого хорошо выяснены исследованиями палеозойских, мезозойских и кайнозойских геосинклинальных областей на всех континентах.

В архее, по-видимому, геологические условия обладали глубоким своеобразием, на что уже сравнительно давно обратили внимание многие исследователи, в частности Н. В. Фролова (1950, 1951, 1955, 1961). Одна из черт этого своеобразия — спокойные условия длительной седиментации, приведшие к накоплению очень мощных осадочных и вулканогенных толщ, лишенных внутренних перерывов и несогласий. Так, на Алданском щите мощность видимой части архейского разреза близка к 20 км (Фролова и Клековкин, 1945; Фролова, 1951). Многокилометровая мощность архейского разреза установлена для хорошо изученного

архейского комплекса Слюдянского района Южного Прибайкалья, для Хамар-Дабана и восточной части Восточного Саяна (см. раздел «Восточный Саян и Южное Прибайкалье»). Несмотря на отдельные попытки (например, Ю. К. Дзевановского, А. С. Кульчицкого и др.) установить перерывы и несогласия внутри архейского разреза, в ходе последующих детальных исследований с достаточной ясностью была установлена ошибочность подобных построений, неполнота соответствующих наблюдений.

Второй чертой своеобразия архейского разреза, как это отмечала Н. В. Фролова (1945, 1951 и др.), является выдержанность состава отдельных стратиграфических компонентов на огромных площадях. Этот вывод, основанный прежде всего на наблюдениях в пределах Алданского щита, справедлив и для других областей развития древнейших пород, в частности для территории Бурятской республики, как показывают соответствующие очерки А. С. Ескина и Ю. З. Елизарьева¹.

Эта важная особенность условий седиментации в архее Восточной Сибири указывает на отсутствие тектонического рельефа в пределах подавляющей части гигантского архейского прогиба. Другими словами, нет оснований для простого отождествления обширной архейской области длительной и непрерывной седиментации с геосинклинальными областями более поздних этапов геологической истории. В то же время по мощности накопленных осадочных пород, по присутствию эффузивов основного состава и многим формационным признакам архейские серии близки к тому, что наблюдается в геосинклинальных образованиях неогей.

Указанное противоречие, выявленное Н. В. Фроловой (1951), может быть, как нам кажется, объяснено глубочайшей спецификой развития первичных геосинклинальных прогибов — протогеосинклиналей, возникших во второй половине архейской эры. Особенности этого процесса показаны в специальных работах Е. В. Павловского (1962) и М. С. Маркова (1962). Не останавливаясь здесь более на чрезвычайно интересном, но весьма общем вопросе, касающемся проблемы начальных стадий развития земной коры и выходящем далеко за рамки настоящего тома, отметим, однако, что изучение архея Бурятии может внести нечто новое.

В самом деле, сопоставление разрезов архея Восточного Саяна и Хамар-Дабана, с одной стороны, и архея Прибайкалья, с другой, наводит на мысль о том, что эта последняя область располагалась в окраинной зоне архейской протогеосинклинали, на северном и северо-западном крыльях Саяно-Байкальской архейской синклинойной зоны, выделенной Н. В. Фроловой².

В Восточном Саяне и Хамар-Дабане разрез архея состоит из двух серий: нижней — шарыжалгайской и верхней — слюдянской. Мощность каждой из этих серий оценивается в 5 км. Нижняя серия, если отвлечься от деталей, сложена по преимуществу парагнейсами, отвечающими по составу разнообразным терригенным осадочным породам. Эффузивы, главным образом основного состава (ортоамфиболиты), имеют подчиненное значение. Для верхней, слюдянской серии характерна ассоциация разнообразных карбонатных пород (мраморов, кальцифиров, диопсидовых гнейсов и сланцев) с парагнейсами, в том числе высокоглиноземистыми (силлиманитовые гнейсы). Ортоамфиболиты здесь играют

¹ См. очерки «Архейские образования Восточного Прибайкалья» и «Архейские образования Восточного Саяна и Южного Прибайкалья» в данном томе.

² Доклад Н. В. Фроловой на междудеятельном сейсмоструктурном совещании в г. Иркутске (в 1959 г.): «Предполагаемое строение архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири».

ту же подчиненную роль, что и в нижележащей, шарыжалгайской серии. Таким образом, создается впечатление, что в Восточном Саяне и Хамар-Дабане, т. е. в южных районах Бурятии, представлен мощный разрез протогеосинклинальных образований, аналогичных трансгрессивным сериям геосинклинальных областей неогена и характерных для внутренних частей геосинклинальных прогибов.

В Среднем Прибайкалье¹ еще со времен исследований И. Д. Черского также устанавливается двучленный стратиграфический разрез архея, но мощность его и вещественный состав уже иные, чем на юге республики. Аналогом нижней, шарыжалгайской серии считается таланчанская толща (серия), сложенная, однако, по преимуществу основными эффузивами, которым подчинены парагнейсы. Верхняя, святоноская толща (серия) — аналог слюдянской — на восточном побережье Байкала имеет сравнительно небольшую мощность (около 1,5 км). Она состоит по преимуществу из основных эффузивов, с которыми переслаиваются горизонты, пласты и линзы мраморов. Здесь же появляются кварциты, тесно ассоциирующие с карбонатными породами. Роль кварцитов в составе верхней серии становится особенно заметной на западном берегу Байкала. За пределами Бурятии, на о. Ольхон и в Приольхонье, мощные пласты и линзы слоистых графитистых кварцитов тесно переплетены в фациальном отношении с мраморами, также часто включающими большое количество рассеянных чешуек графита.

Можно думать, что в Среднем Прибайкалье мы имеем возможность наблюдать окраину архейской протогеосинклинали, где доминируют эффузивы, мелководные карбонатные отложения и кварциты.

В северных районах Бурятии, в Средне-Витимской горной стране, архей также сохраняет двучленное строение разреза. Судя по данным Л. И. Салопа, в нижней серии (илеирская толща), помимо господствующих эффузивов, заметную роль играют разнообразные парагнейсы того же типа, что и в шарыжалгайской серии Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Мощность илеирской толщи (серии) не менее 3000 м. В составе верхней, тулдунской толщи (серии), помимо эффузивов, присутствуют мраморы. Так же как и на юге республики, заметную роль начинают играть парагнейсы; кварциты отсутствуют. Видимо, на севере мы вновь вступаем во внутренние участки прогиба архейской протогеосинклинали.

Таким образом, изучение архейского комплекса Бурятской АССР на современной стадии исследования показывает возможность первых, пусть еще провизорных, палеогеографических и палеотектонических построений для самого древнего, начального этапа ее геологической истории. В отличие от Алданского щита, где архейские образования развиты наиболее полно и наиболее мощно, в Бурятии нигде, по-видимому, не вскрыты самые нижние части архейского разреза, соответствующие алданской или иенгрской серии (Фролова, 1958). Шарыжалгайская серия и ее аналоги (таланчанская, илеирская толща) в порядке первого приближения отвечают ангаро-тимптонской серии, а верхняя серия (святоноская, тулдунская) — учуро-слюдянской серии восточносибирского разреза архея (Фролова, 1958).

Магматические проявления, наблюдаемые в архее, обнаруживают удивительное постоянство и сходство для самых различных участков архейской протогеосинклинали. Уже давно Д. С. Коржинским (1936) и Н. В. Фроловой (1945) было показано, что для архея Алданского щита характерна следующая последовательность магматических явле-

¹ Имеется в виду Приольхонье, о. Ольхон и средняя часть восточного берега оз. Байкал.

ний. Относительно наиболее древними являются основные, частью ультраосновные эффузивы и пластовые, реже штокообразные интрузивные тела того же состава. Эти породы в ходе последующего регионального высокотемпературного метаморфизма превращены в ортоамфиболиты. Более поздние — мигматиты и гранитоиды, среди которых иногда можно выделить относительно более древние образования, по составу близкие к трондъемитам, и более молодые — аляскиты, затем ортотектитовые пегматиты и иногда аплиты. Подобная последовательность магматических проявлений в общем типична и для архея Бурятской АССР, как это видно из соответствующих региональных очерков. Особенно велика роль основных эффузивов в архее Западного и Восточного Прибайкалья. Налицо, следовательно, поразительное единство состава и последовательности магматических явлений на всей громадной территории восточносибирской архейской протогеосинклинали.

Следует подчеркнуть, что магматическое происхождение основных и ультраосновных пород «начальной» стадии вулканизма протогеосинклинали обычно не вызывает сомнений у исследователей. Иначе обстоит дело с пониманием генезиса гранитоидных пород. Как правило, архейские гранитоиды слагают небольшие согласные тела с инъекционными контактами. Внутри гранитных тел сохранились «тенивые» тектонические структуры вмещающих их гнейсов. Гранитоиды обычно располагаются в средних частях полей интенсивной мигматизации и могут рассматриваться, как это предложила Н. В. Фролова (1950, 1953, 1961), как конечный продукт процесса ультраметаморфизма. Меньшая часть гранитных тел, обладающих секущими контактами с вмещающими гнейсами, по ее мнению, возникла в результате палингенеза.

Двукратный процесс гранитизации и мигматизации в архее Восточной Сибири — очень широко распространенное явление, известное и для Алданского щита и для Восточного Саяна — Хамар-Дабана и, по-видимому, наблюдаемое и в Средне-Витимской горной стране. Исключением, пока единственным, являются районы Восточного и Западного Прибайкалья.

На п-ове Святой Нос, на о. Ольхон и в Приольхонье, как показали последние исследования А. С. Ескина, нет ни мигматитов, ни гранитоидов аляскитового состава. Здесь представлены мигматиты и гранитоиды только того типа, который может быть сопоставлен с плагиогранитами (трондъемитами) первой фазы гранитизации архея Алданского щита. Это обстоятельство, выясненное за последние годы с достаточной надежностью (см. статью «Архейский магматизм Восточного Прибайкалья»), привлекает к себе внимание. Возможно, что оно связано с особым положением средней части Прибайкалья на окраине архейской протогеосинклинали. Остается, правда, неясным вопрос о возрасте аляскитов, развитых в Приморском хребте на западном берегу Байкала и отделенных от прибрежного поля развития архейских гнейсов крупным разломом северо-восточного простирания.

Аляскиты Приморского хребта, изученные Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938) и отнесенные ими к архею, С. В. Обручев и Д. А. Великославинский считают более поздними, нижнепротерозойскими образованиями. Окончательное решение вопроса о возрасте Приморского хребта представляется весьма интересным для будущих исследований, для выяснения подлинных связей архейских гранитоидов с окраинной зоной древнейшей протогеосинклинали.

Переходя к общей характеристике архейского метаморфизма, следует отметить, что повсеместно комплекс соответствующих явлений отвечает представлениям о господствующем распространении минеральных ассоциаций, характерных для алданской (или алдано-слюдянской) фа-

ции метаморфизма — безгроссуляровой, с гиперстеном, давно выделенной Д. С. Коржинским (1945). Соответствующие минеральные ассоциации типичны, по-видимому, для архея всех частей Бурятии. Древнейшие, исходные высокотемпературные минеральные ассоциации в той или иной мере замаскированы позднейшими процессами наложенного метаморфизма. Признаками диафтореза служат проявления ряда «запрещенных», по Коржинскому, парагенезисов — сосуществование альмандина и роговой обманки, моноклинных пироксенов и актинолита, присутствие мусковита, эпидота, альбита.

Благодаря трудам Коржинского, идеи которого были затем развиты Н. В. Фроловой, Н. Г. Судовиковым, М. Д. Крыловой и многими другими исследователями, стало возможным распознавать в архейских породах, развитых в различных геотектонических зонах, фазы и фации метаморфизма, различные по возрасту и генезису. Это явление обычно увязывается с наложенными послеархейскими процессами тектогенеза и магматической деятельности. Расшифровка характера этих процессов, запечатленных в минеральных ассоциациях архейских пород, имеет большое значение для познания послеархейской геологической истории областей широкого распространения одних архейских пород.

С этой точки зрения степень изученности архея различных частей Бурятии неодинакова. Наиболее слабо исследованы архейские породы Средне-Витимской горной страны и Западного Забайкалья.

В последние годы пытаются ревизовать концепцию Коржинского и отрицать характерную для архея единую алдано-сланцевую фацию метаморфизма. В архее Алданского щита и Хамар-Дабана (Другова и др., 1959; Никитина и др., 1959а) предлагают выделять две фации регионального архейского метаморфизма — амфиболитовую и гранулитовую. Вопрос этот, однако, еще недостаточно ясен. По мнению Н. В. Фроловой (1961), в этих построениях может быть недостаточно учтены все возможные парагенезисы роговой обманки в составе минеральных ассоциаций алдано-сланцевой метаморфического комплекса.

На окраине архейской протогеосинклинали, где вероятны и часть доказуемы, как мы видели выше, значительные колебания мощности архейских образований, их фашиальная пестрота, появление специфических тектонических структур, особенности вулканизма, возможны неожиданности и в проявлении архейского регионального метаморфизма. Следовательно, тщательное изучение минеральных ассоциаций, слагающих архейские породы Бурятской республики, представляется особой важной и интересной задачей.

Всестороннее исследование архейского комплекса, несомненно, должно включать также и геофизические данные. Можно сказать, что представление об архейской протогеосинклинали, о приуроченности Прибайкалья к ее периферии находится, по-видимому, в пространственной и причинной связи с существом новой интересной схемы А. П. Булмазова, вскрывающей сложный рельеф подкорового субстрата на юге Сибирской платформы и прилегающих к ней горных сооружений, существование резких градиентов мощности сиалической коры, минимум которых локализован в районе о. Ольхон.

Переходя к итогам изучения полезных ископаемых, связанных с архейским комплексом Бурятской республики, отметим, что перечень их не очень расширился за последние годы. Давно известны месторождения флогопита Слюдянки, лазурита р. Быстрой. Новых пунктов соответствующей минерализации пока не обнаружено, если не считать находки непромышленного флогопита в бассейнах рек Кырена и Хара-Гола. Архейские мраморы слюдянской серии Южного и частью Западного Прибайкалья в ряде случаев представляют ценное сырье для

цементной и химической промышленности. В эксплуатации находится пока одно месторождение «Перевал» (вне пределов Бурятии).

В фонд минеральных ресурсов вошли также пласты и линзы апатитовых руд, приуроченные к определенному стратиграфическому уровню (перевальная свита слюдянской серии). Наконец, заслуживают внимания концентрации высокоглиноземистых минералов (силлиманита). Возможно, что сюда должно быть включено Кяхтинское месторождение (если возраст силлиманитсодержащих пород окажется архейским). Силлиманитовые сланцы нижней части разреза китайской свиты слюдянской серии архея обнаружены недавно на горе Уныман-Барон (бассейн р. Китоя). По-видимому, поиски силлиманитовых пород не лишены перспектив. В будущем заслуживают внимания также такие виды архейского минерального сырья, как магнетит, титаномагнетит, графит, графат (абразивное сырье), редкие элементы пегматитов.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Древние слоистые толщи, относящиеся к позднему докембрию, или протерозою, распространены на территории Бурятии очень широко и равномерно. Как и древнейшие, архейские массивы, они играют огромную роль в строении западных и северных окраин Бурятии, т. е. в строении высокогорного Прибайкальского пояса — Восточного Саяна, Хамар-Дабана, Икатского, Баргузинского, Байкальского, Верхне-Ангарского и других высоких хребтов. Менее значительные площади заняты протерозойскими отложениями на Витимском плоскогорье и в Юго-Западном Забайкалье.

Отделение протерозойской группы отложений от отложений архея и нижнего палеозоя связано с большими трудностями и выполнено далеко не везде. Вполне достоверно нижнепротерозойские отложения отделены от архея¹ только в Восточном Саяне и Северном Прибайкалье. Далеко не повсеместно выявлена граница между верхним протерозоем (снием?) и нижним палеозоем; в целом для всей территории республики этот вопрос также еще не решен.

Внутреннее расчленение мощного разреза позднего докембрия Бурятии выполнено в различных районах с разной детальностью и надежностью. Так, в северных районах республики общий разрез протерозоя подразделен на три комплекса, на Витимском плоскогорье и в Восточном Саяне — на два комплекса, а для Юго-Западного Забайкалья и Хамар-Дабана мы имеем только очень условные местные схемы, из которых пока нельзя сделать общие выводы.

Вопрос о выделении в Бурятии отложений синия или рифея остается совершенно открытым, хотя некоторые геологи находят возможным решать его в отдельных районах Прибайкалья положительно, но идут при этом не дальше сравнений верхов верхнего докембрия с известным трехчленным байкальским комплексом, которому приписывается синий-ский возраст. Но последнее положение в свою очередь не является общепринятым. Поэтому в настоящей работе для верхов верхнего докембрия принято привычное название «верхний протерозой».

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Протерозойские отложения занимают около половины относящейся к Бурятии территории Восточного Саяна. Они широко распространены на Окинском плоскогорье, а также в Тункинских и Китайских гольцах.

¹ В том понимании этой древнейшей группы отложений, которое дано выше, в разделе «Архейская группа».

В структурном отношении эти отложения образуют основу двух докембрийских синклиналиев — Ильчирского и Окинского (см. главу «Тектоника»).

Широкое развитие докембрийских отложений в Восточном Саяне было отмечено еще И. Д. Черским (1873). В частности, метаморфические толщи, слагающие Тункинский хребет, он относил к верхам лаврентьевской системы. В. А. Обручев рассматриваемую часть Восточного Саяна включал в состав «древнего темени Азии». Указания на наличие докембрийских отложений в Восточном Саяне имеются в работах П. А. Кропоткина (1867), А. В. Львова (1930), И. А. Молчанова (1934) и др.

В течение двух последних десятилетий для протерозойских отложений составлен ряд стратиграфических схем, которые, несмотря на известные различия, имеют и много общего. Первая наиболее полная схема стратиграфии протерозоя Восточного Саяна составлена С. В. Обручевым (1942а), который выделил здесь три свиты (снизу):

1. *Свита В₁*. Зеленые метаморфические сланцы, филлиты, филлитизированные песчаники, прослой мраморов.
2. *Свита В₂*. Известняки с подчиненными прослоями сланцев.
3. *Свита В₃*. Черные и серые сланцы с прослоями известняков.

Частные схемы для протерозойских отложений различных участков Восточного Саяна предложены Н. С. Ильиной (1945), И. А. Кобеляцким (1947а), Д. В. Титовым и др.

Стратиграфическая схема протерозойских отложений Восточного Саяна в настоящее время имеет следующий вид (снизу):

Нижний протерозой

1. *Иркутная свита*. Кристаллические известняки, часто графитизированные; прослой метаморфических сланцев и гнейсов.
2. *Окинская (ильчирская) свита*. Разнообразные метаморфические сланцы, эффузивы и песчаники с редкими прослоями известняков.

Верхний протерозой

3. *Барунгольская свита*. Песчаники, сланцы, прослой известняков, конгломераты.
4. *Монгошинская свита*. Известняки и доломиты с прослоями метаморфических сланцев и эффузивов.
5. *Дибинская толща*. Песчаники, сланцы, прослой известняков.

Многие исследователи относят верхнепротерозойские отложения к синийскому комплексу. Основанием для этого послужили находки водорослей в монгошинской свите, которые, по данным И. К. Королюк, внешне сходны с водорослями из улунтуйской свиты Прибайкалья, относимой к синию.

Поскольку разрезы протерозойских отложений в различных районах Восточного Саяна имеют свои специфические черты, их удобнее рассмотреть отдельно для Ильчирского и Окинского синклиналиев.

ИЛЬЧИРСКИЙ СИНКЛИНОРИИ

Ильчирский синклиналий, представляющий собой узкую, широтно ориентированную структурную единицу Восточного Саяна, расположен в бассейнах верховьев рек Иркутка и Китоа. В западной части, в районе вершины Мунку-Сардык, он круто изгибается к югу и уходит в пределы Монголии. С северо-запада Ильчирский синклиналий ограничен Гарганской глыбой архея, а на северо-востоке и востоке он примыкает к Главной антиклинальной зоне Восточного Саяна и, выходя в бассейн

р. Кынгарги, срезается Тункинской впадиной. Южное обрамление синклинория — Хонголдойская и Шумацкая глыбы архея.

Кроме протерозойских эффузивно-осадочных отложений, слагающих 80% площади синклинория, здесь распространены разнообразные интрузивные образования и терригенные отложения нижнего кембрия. Последние слагают небольшую грабен-синклинальную структуру в центральной части синклинория (бассейны рек Саган-Сайра и Гарлык-Гола).

Ильчирский синклинорий как самостоятельная структурная единица был выделен в 1937 г. В. Н. Лодочниковым (1941в), который первый дал подробное петрографическое описание слагающих этот синклинорий отложений, объединив их в ильчирскую свиту.

В 1939 г. М. Ф. Шестопалов и А. С. Иванов в центральной части Ильчирского синклинория (бассейны верховьев рек Китоя и Онота) выделили оспинскую свиту протерозоя, разделив ее на три подсвиты: нижнюю — карбонатную, среднюю и верхнюю — терригенные. Новые данные позволяют отнести к протерозою также и некоторые другие свиты, считавшиеся этими исследователями нижнепалеозойскими, — барунгольскую, гарлыкскую, а также среднюю и верхнюю части арлыкской свиты (соответственно ниже-, средне- и верхнекембрийские).

В западной части Ильчирского синклинория в верховьях р. Иркуты Д. В. Титов в 1948 г. выделил иркутскую свиту, которая соответствует оспинской свите М. Ф. Шестопалова и А. С. Иванова. Разрез протерозоя, составленный С. В. Обручевым (1942а) для Ильчирского синклинория, был им совместно с И. П. Бузиковым в последние годы значительно дополнен (Бузиков и Обручев, 1957). Эти исследователи разделяют протерозойские отложения Тункинских гольцов на три подгруппы: нижний протерозой, средний протерозой и верхний протерозой. В эти подгруппы входят серии и свиты. Так, нижний протерозой представлен двумя терригенными сериями (А и В), причем взаимоотношения его с верхней карбонатной свитой архея (А^{С-5}) неясны. Средний протерозой также расчленен на две серии: нижнюю (А) — карбонатную и верхнюю (В) — терригенную. Из трех серий верхнего протерозоя средняя (В) — карбонатная, нижняя и верхняя (А и С) — эффузивно-терригенные.

В 1957 г. В. П. Арсентьевым уточнены контуры распространения ильчирской свиты, расчлененной на две подсвиты. Нижняя подсвита характеризуется карбонатным составом и с резким несогласием залегает на различных горизонтах архея. Верхняя подсвита расчленяется в свою очередь на три горизонта: нижний и верхний — терригенные, разделены средним — карбонатным. Ильчирская свита соответствует иркутской свите Д. В. Титова и включает в себя ниже- и среднепротерозойские серии И. П. Бузикова и С. В. Обручева (1957).

Схема стратиграфического разреза протерозойских отложений, предлагаемая в настоящей работе, разработана большим коллективом геологов в процессе многолетних геологических исследований. Согласно этой схеме, протерозойские отложения Ильчирского синклинория условно расчленены на два комплекса (отдела) — нижний и верхний. В составе нижнего комплекса (отдела) выделены две свиты (снизу): иркутская и ильчирская. Верхний отдел разделен в той же последовательности на барунгольскую и монгошинскую свиты.

Иркутская свита распространена в верховьях рек Иркуты и Китоя, везде непосредственно примыкая к архейским образованиям. На южном крыле синклинория она описана в окрестностях пос. Монды, в истоках левых притоков Иркуты — рек Тумелика и Толты и в правом

притоке Китою — р. Ара-Хонголдой. На северном крыле синклиория иркутная свита распространена в истоках рек Гаргана Иркутного, Урда-Джатхоза, Самарты, Ихэ-Гола и кл. Неприветливого (первый сверху правый приток р. Иркуты). Контакты свиты с археем обычно тектонические. Стратиграфический контакт обнаружен только в истоках Иркуты (кл. Неприветливый) и Китою (р. Ара-Хонголдой), но и здесь он сильно осложнен разрывными смещениями. Свита сложена известняками, среди которых встречаются редкие маломощные прослои гнейсов, сланцев и кварцитов. Ее мощность 2000 м.

По кл. Неприветливому в основании свиты на поверхности размыва шарыжалгайских гнейсов, которые регрессивно метаморфизованы до фации зеленых сланцев, залегает 10—20-метровый горизонт белых мраморизованных известняков, содержащих кластические окатанные зерна кварца, альбита, пластинки мусковита, а иногда и обломки гнейсов. Местами кластический материал (преимущественно кварц) резко преобладает над карбонатной массой и известняки по простиранию переходят в кварцевые песчаники с карбонатным цементом. Структура этих песчаников бластопазмитовая, нередко гранобластовая, текстура сланцеватая, реже массивная. Тип цемента контактовый. На известняково-песчаниковом горизонте залегает 20—30-метровый горизонт кварцитов и кварцево-мусковитовых сланцев, состоящих из корродированных зерен кварца, изогнутых пластинок мусковита и редких зерен альбита.

В верховьях р. Ара-Хонголдой среди Хонголдойской глыбы архея зажат узкий, меридионально ориентированный грабен, сложенный кристаллическими известняками иркутной свиты. Здесь в основании свиты в одних случаях на гнейсах, а в других на розовых мраморах архея залегает горизонт конгломератов, мощность которого варьирует от 10 до 50 м. В составе гальки конгломерата имеются биотитовые и биотитово-амфиболовые гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, разгнейсованные диориты, розовые мраморы, кальцито-актинолитовая порода, кварц.

Вверх по разрезу конгломераты постепенно обогащаются карбонатным цементом и переходят в белые кристаллические известняки. Выше наблюдается тесное переслаивание белых, серых и черных, реже желтоватых мраморизованных известняков, массивных и плитчатых, часто полосчатых. Структура известняков гетерогранобластовая, иногда с участками гелицитовой или гранобластовой. Сложены они почти нацело кальцитом с примесью углестого вещества, приуроченного к мелкозернистым полосам. Прочие примеси представлены альбитом, мусковитом, пиритом, рутилом, хлоритом и окислами железа.

Наряду с известняками в разрезе свиты присутствуют серые плотные мелкозернистые доломиты, состоящие из ромбических зерен доломита с подчиненным количеством кальцита. Известняки и доломиты часто сильно окварцованы, но закономерности в распределении участков окварцевания не наблюдается. По-видимому, этот процесс связан с перекристаллизацией первичного кремнистого вещества в процессе регионального метаморфизма, а частично с проникновением гидротерм.

Сланцы, слагающие в известняках маломощные прослои, зеленовато-серые, серые, отчетливо сланцеватые, иногда плейчатые, филлитовидные. Среди них выделены эпидотово-кальцитово-альбитово-хлоритовые и хлоритово-актинолитово-кварцевые микросланцы и кварцево-хлоритовые сланцы. Гнейсы в отличие от сланцев менее рассланцованы, содержат в своем составе много альбита. Цветные минералы представлены роговой обманкой и биотитом. В значительном количестве присутствуют эпидот, хлорит и серицит.

Принадлежность иркутной свиты к нижнему протерозою доказывает ее положением в разрезе восточносаянского докембрия и несо-

гласным залеганием на гнейсах архея; выше она согласно перекрывается также нижнепротерозойской уртагольской свитой.

Иркутная свита соответствует нижней подсвите оспинской свиты схемы М. Ф. Шестопалова и А. С. Иванова и нижнему горизонту иркутной свиты схемы Д. В. Титова. В схеме И. П. Бузикова и С. В. Обручева (1957) иркутной свите соответствует верхняя карбонатная свита архея серии «С» (свита «С-5»). В верховьях р. Толты иркутная свита соответствует нижнему горизонту доломитизированных мраморов, отнесенных С. В. Обручевым к первой (нижней) свите нижнего протерозоя.

Ильчирская свита согласно, а местами с постепенным переходом залегает на иркутной и в свою очередь с крупным несогласием перекрывается барунгольской и монгошинской свитами верхнего протерозоя. Ильчирская свита развита в верховьях р. Иркуты, откуда протягивается прерывистой полосой к востоку по левобережью р. Китоя до низовьев р. Шумака, слагая северное крыло Ильчирского синклинория. На южном крыле синклинория она обнажена по левым притокам р. Китоя — Урта-Голу и Шумаку.

В составе свиты главную роль играют разнообразные сланцы, в подчиненном количестве присутствуют эффузивы, песчаники, известняки и гнейсы. Мощность 1000—2000 м.

Сланцы зеленые, зеленовато-серые и серые, отчетливо сланцеватые до тонко разлитованных, слоистые и полосчатые. Преобладают тонкозернистые филлитовидные разновидности (микросланцы). Структура их лепидогранобластовая, микролепидогранобластовая, альвролитовая, пелитовая и порфиробластовая. В состав сланцев входят хлорит, мусковит, кварц, биотит, серицит, роговая обманка, эпидот, кальцит, альбит, рудный минерал, углистое вещество, апатит; редко встречаются гранат и циркон. В ортосланцах отмечены плагиоклаз, микроклин и сфен.

В зависимости от преобладания тех или иных минеральных компонентов и по структурным особенностям среди сланцев выделены: альбитово-слюдистый и углисто-слюдистый микросланец, кальцитсодержащий биотитово-кварцево-мусковитово-хлоритовый, хлоритово-эпидотово-кварцевый, кварцево-биотитово-роговообманково-хлоритовый и кварцево-амфиболовый сланцы, хлоритово-актинолитово-альбитовый микросланец, альбитово-серицитово-кварцево-хлоритовый сланец.

Песчаные породы в ильчирской свите, равно как и сланцы, всегда обладают зеленым цветом, отчетливо сланцеваты и представляют собой песчаные сланцы или сланцеватые песчаники, чаще всего известковистые. Их структура типично кластическая, псаммитовая; текстура сланцеватая, иногда извилисто-сланцеватая. Главную массу зерен величиной от 0,3 до 1,5 мм составляют кварц, затем в убывающем количестве кальцит, хлорит, мусковит, эпидот, альбит, окислы железа, небольшая примесь углистого вещества, иногда, видимо, перемешанного с глинистыми частицами. Редко встречаются обломки турмалина. Цемент, с величиной зерна 0,01—0,05 мм, состоит из тех же минералов и представляет собой преимущественно кварцево-слюдистый или карбонатно-слюдистый микросланец.

Эффузивы в составе свиты имеют резко подчиненное значение. При устье р. Сусера и к востоку от оз. Тунку-Нур выделены пироксеновые и плагиоклазовые порфириды, слагающие маломощные линзы среди сланцев. В. Н. Лодочниковым (1936) среди сланцев ильчирской свиты в окрестностях Ильчирского месторождения асбеста описаны метаморфизованные диабазы типа спилитов, которые позднее отмечены А. С. Ивановым и М. Ф. Шестопаловым также в бассейне р. Арлык-Гола и в истоках р. Онота.

По р. Урта-Голу описан зеленый роговообманковый ортосланец, обладающий слабосланцеватой текстурой, гранонематобластовой структурой и состоящий в основном из роговой обманки, а также (в убывающем порядке) из плагиоклаза, кварца, микроклина, сфена, рудного минерала, эпидота и хлорита. Роль гнейсов в составе свиты невелика. Это зеленовато-серые, по сравнению со сланцами более плотные породы. Структура гнейсов гетеробластовая. По минеральному составу выделяются гнейсы роговообманковый, амфиболово-альбитово-эпидотовый, биотитово-амфиболовый с карбонатом и др. Известняки аналогичны слагающим иркутскую свиту, но значительно сильнее окварцованы. Наиболее полный разрез уртагольской свиты описан по р. Тажон-Голу (правый приток р. Урта-Гола) С. В. Обручевым, который объединил эту свиту с нижележащей карбонатной иркутской свитой, считая их нижнепротерозойскими.

К ильчирской свите в значительной мере условно отнесены и терригенно-эффузивные толщи, протягивающиеся вдоль северной и южной окраин Шумаковской глыбы архея от верховьев р. Хубыты на восток до бассейна р. Кынгарги. И. П. Бузиков и С. В. Обручев (1957) условно относят эти толщи к верхней серии среднего протерозоя (Pt_2^B) и нижней серии верхнего протерозоя (Pt_3^A); они выделяют здесь следующие горизонты (от древних к более молодым), называя их свитами:

1. *Свита слюдисто-кварцевых и диопсидо-карбонатных сланцев (Pt_2^B-1)*. В составе свиты преобладают зеленоватые полосчатые плагиоклазово-диопсидово-карбонатные, хлоритово-карбонатные, диопсидово-карбонатные, хлоритово-мусковитово-плагиоклазово-кварцевые и карбонатно-хлоритово-плагиоклазо-кварцевые сланцы с подчиненными прослоями серых, белых и розоватых плотных доломитов. Породы сильно перемятые, сплошные и гофрированные. Мощность свиты от 500 до 600 м.

2. *Свита кварцевых и графитистых доломитов и мраморов (Pt_2^B-2)*. Сланцы предыдущей свиты выше стратиграфически резко, но без видимого углового несогласия сменяются свитой, в которой внизу преобладают серые плотные массивные и слоистые кварцевые доломиты с прослоями кварцитов и бурых гранатово-биотитовых гнейсов. Выше по разрезу эти породы уступают место пачке полосчатых известковых, местами графитистых доломитов и серых средне- и крупнозернистых мраморов. Верхняя часть свиты состоит из серых, желтоватых и розоватых слоистых и массивных кальцитовых и доломитовых мраморов с горизонтом известковых межформационных конгломератов в верхней части. Мощность свиты от 900 до 1100 м.

3. *Свита пестрых флишеидных сланцев (Pt_2^B-3)*. Карбонатные породы нижележащей свиты согласно перекрыты мощной свитой метаморфизованных терригенных образований. Свита состоит из зеленовато-серых и серых тонкослоистых флишеидного вида слюдисто-карбонатно-кварцевых, слюдисто-кварцево-карбонатных, кварцево-карбонатно-актинолитово-биотитовых и других сланцев с подчиненными прослоями различных мраморов, мусковитово-биотитовых плагиогнейсов, кварцитов и измененных эффузивов. Мощность от 1000 до 1300 м.

4. *Свита зеленых сланцев, туфопесчаников и эффузивов (Pt_3^A-1)*. Свита представлена чередованием зеленоватых хлоритово-серцитово-кварцевых, хлоритово-кварцево-карбонатных и других сланцев, в середине с подчиненными прослоями зеленоватых слоистых хлоритизированных измененных эффузивов, туфопесчаников и кварцитовидных песчаников. Мощность от 600 до 800 м.

5. *Свита филлитов (Pt_3^A-2)*. Черные и зеленовато-серые тонкослоистые листоватые филлиты с прослоями зеленоватых хлоритово-кварцевых сланцев, измененных эффузивов и кварцитов. Мощность от 150 до 200 м.

6. *Свита серых эффузивов и их туфов (Pt_3^A-3)*. Чередование зеленоватых, зелено-серых и буроватых измененных эффузивов и их туфов, представляющих собой кварцевые порфиры, альбитофиры, андезитовые порфириты и др. Среди этих пород встречаются маломощные прослои кварцитов, биотитово-кварцевых сланцев и мраморов. Мощность от 400 до 600 м.

Ильчирская свита входит в единый структурный комплекс с подстилающей ее иркутской свитой и смята в крутые линейные складки, ориентировка которых подчинена контурам облекаемых ими архейских глыб.

Барунгольская свита в пределах Ильчирского синклинали залегает с размывом на ильчирской свите. Развита она в верховьях

левых притоков р. Китоя — речек Арлык-Гола и Саган-Сайра и узкой полосой протягивается к востоку через бассейн рч. Гарлык-Гола к устью р. Шумака. В центральной и южной частях Ильчирского синклинория отложения барунгольской свиты неизвестны. Возможно, здесь им соответствуют карбонатные отложения низов монгошинской свиты, залегающие на различных горизонтах нижнего протерозоя. Свита сложена конгломератами, песчаниками, сланцами с прослоями известняков. Впервые она изучена в 1937—1939 гг. М. Ф. Шестопаловым и А. С. Ивановым, а в 1958—1960 гг. детально изучалась В. П. Арсентьевым, В. А. Лбовым, В. В. Левицким, Л. С. Волковым. Мощность барунгольской свиты 2000 м.

Конгломераты, залегающие в основании свиты на размытой поверхности ильчирских сланцев, слагают один или несколько прослоев, суммарная мощность которых не превышает 50—70 м. Размер галек равен 3—4 см, но иногда встречаются гальки размером до 20 см в поперечнике. В основном галька представлена известняками, реже встречаются гальки кварцевых песчаников, филлитов, кварцитов, альбитизированных порфиров, метаморфизованных спилитов, гранит-порфиров, плагиигранит-порфиров, гранодиоритов и гранитов. Цемент конгломератов интенсивно рассланцован, имеет зеленый и зеленовато-серый цвет, мелкозернистый. В его составе присутствуют железисто-магнезиальные карбонаты, обусловившие бурую корку выветривания конгломератов, кальцит, кварц, хлорит, серицит, иногда биотит. Характерно широкое развитие в цементе фуксита.

Вверх по разрезу конгломераты сменяются кварцевыми песчаниками, обладающими серым и зеленовато-серым цветом, сланцеватой, а иногда и массивной текстурой. Структура песчаников псаммитовая, обычно равнозернистая. В нижних горизонтах присутствуют гравийные разновидности. В верхней половине свиты преобладают зеленовато-серые и зеленые альбито-серицитово-кварцево-карбонатные сланцы. Частая перемежаемость песчаников и сланцев, иногда в интервале нескольких сантиметров вкост простираения, указывает на флишoidalный характер барунгольской свиты. Известняки, слагающие маломощные прослои среди сланцев в верхней части свиты, характеризуются серым и светло-серым цветом, мелкозернисты, нередко доломитизированы и содержат примесь глинистого материала. Отложения барунгольской свиты смяты в довольно крутые линейные складки субширотного простираения.

Монгошинская свита широко распространена в бассейнах рек Иркута и Китоя. Она входит в общий структурный комплекс с нижележащей, барунгольской свитой. Основную часть разреза монгошинской свиты составляют известняки и в меньшей мере доломиты. Среди карбонатных отложений присутствуют маломощные прослои метаморфических сланцев и эффузивов. Мощность свиты 1500—2000 м в западной части Ильчирского синклинория и 2600—3500 м в восточной. Наиболее полный разрез свиты вскрыт на правобережье р. Китоя, в бассейнах его притоков — рек Ошоя и Шумака, где она согласно залегаёт на барунгольской свите. И. П. Бузиков и С. В. Обручев (1957) приводят здесь следующий разрез (снизу):

1. Свита сахаровидных мраморов (Pt_3B^{-1}). Однородная толща белых сахаровидных массивных и слоистых мелко- и среднезернистых, частично оталькованных мраморов с крупными кристаллами тремолита. В нижней части свиты, на переходе к нижележащей, мраморы приобретают более слоистую текстуру, зеленоватые и розоватые тона, а также включают подчиненные прослои сланцев, аналогичных подстилающей свите. Мощность от 200 до 300 м.

2. Свита серых массивных песчанистых доломитов (Pt_3B^{-2}). Мраморы предыдущей свиты резко, но без видимого несогласия сменяются выше по разрезу долами-

тами. В нижней половине свиты доломиты известковистые, светло-серые, реже розоватые, обохренные, плотные, массивные и слоистые, местами с бобовидными стяжениями того же состава, которые рассеяны в породе неравномерно или приурочены к определенному горизонту. В верхней половине преобладают серые и темно-серые пятнистые пористые кристаллические известковисто-песчанистые доломиты. Для последних характерны бугристые плоскости наложения, часты брекчиевидные слои и пятнистая окраска пород, обусловленная сажисто-битуминозным пигментом. Мощность свиты от 400 до 500 м.

3. *Свита черных углисто-графитисто-известковистых сланцев и мраморов* (Pt_3B^{-3}). Песчанистые доломиты свиты Pt_3B^{-2} выше стратиграфически сменяются сначала серыми, светло-серыми и темно-серыми слоистыми мраморовидными слабобитуминозными известняками, которые в самом низу включают прослой доломитов, аналогичных свите Pt_3B^{-2} . Эти известняки выше уступают место горизонту переслаивающихся черных тонкослоистых кристаллических углисто-графитовых мраморов, песчанистых глинисто-графитово-углисто-известковых сланцев и известковых песчаников. Мощность отдельных слоев достигает 10 м. Общая мощность свиты от 250 до 300 м.

4. *Свита черных углисто-графитовых доломитов с водорослями* (Pt_3B^{-4}). Черные доломиты сложены существенно углисто-графитистым материалом. В нижней части свиты преобладают черные и темно-серые мелкозернистые слоистые глинисто-графитово-углистые известковые доломиты и слабоуглистые глинистые доломиты с прослоями и линзами кварцитов, хлоритово-песчанистых известняков и кремня. В середине свиты — мощная пачка черных мелкозернистых плотных глинистых доломитов, местами переполненных известковыми водорослями, которые, по определению В. П. Маслова, принадлежат родам *Osagia*, *Collenia*, *Conophyton*¹. Вверху свиты водорослевые доломиты перекрываются черными плотными местами известковистыми графитистыми доломитами с подчиненными прослоями углисто-слоисто-доломитовых сланцев, сажистых кварцитов и графитистых сланцев; последние включают прослой графита от 0,5 до 7 м мощности. Мощность свиты от 800 до 1000 м.

5. *Свита пестроцветных доломитов и известняков* (Pt_3B^{-5}). Доломиты предыдущей свиты выше постепенно сменяются свитой, в основании которой преобладают чередующиеся прослой плотных плитчатых доломитов различных оттенков и зеленоватых тальково-хлоритово-доломитовых сланцев. Верхняя часть свиты состоит из чередующихся тонких прослоев серых, розоватых и белых тонкослоистых известковистых доломитов и известняков с частыми линзами светло-серого кварцита и зеленоватых хлоритово-известковистых сланцев. Мощность от 250 до 300 м.

6. *Свита пепельно-серых глинистых доломитов* (Pt_3B^{-6}). Доломиты и известняки свиты Pt_3B^{-5} выше постепенно переходят в более однородную толщу пепельно-серых и темно-серых кристаллических полосчатых битуминозно-глинистых доломитов. Среди последних встречаются частые линзовидные прослой кварцитов, кремневидных и графитисто-углистых сланцев. В южной части площади, занятой этой свитой, доломиты переходят в более крупнозернистые и массивные разновидности. Мощность от 500 до 700 м.

7. *Свита полосчатых битуминозных известняков и мраморов* (Pt_3B^{-7}). Породы предыдущей свиты так же согласно и постепенно выше по разрезу сменяются светло-серыми и белыми полосчатыми местами битуминозными мраморами, которые в верхней части этой свиты включают прослой черных сажистых известковых сланцев. Мощность от 200 до 400 м.

В западной части Ильчирского синклиория, в бассейне верховьев р. Иркут, монгошинская свита представлена преимущественно известняками. Доломиты и разнообразные сланцы имеют подчиненное значение. Известняки в составе свиты средне- и мелкокристаллические, массивные или слабо рассланцованные, часто слоистые и полосчатые. Цвет их белый, серый, черный, реже розовый и желтоватый. Структура гетерогранобластовая, иногда с участками гранобластовой или гелицитовой. Состоят известняки преимущественно из изометричных зерен кальцита, часто в ассоциации с доломитом. При увеличении количества последнего они постепенно переходят в чистые доломиты, которые обладают более тонкокristаллическим строением, но внешне различимы с трудом.

¹ В 1959—1960 гг. А. Л. Самбургом и В. П. Арсентьевым в Тункинских гольцах, кроме этих родов, были найдены водоросли *Newlandia tuncini forma nov.*, *Collumnapollenia punctata* (определения И. К. Королук).

Карбонатные породы свиты часто окварцованы, причем кварц в них присутствует как в виде обломков, так и в виде прожилков и цементующего материала. Участки доломитизации и окварцевания в известняках имеют форму согласных линз, не выдержанных по простирацию и не поддающихся стратификации. Они встречаются во всех частях разреза свиты. В своем составе карбонатные породы часто содержат значительную примесь углистого вещества, которое сконцентрировано в них полосами. Иногда количество углистого вещества настолько велико, что породы следует называть углисто-карбонатными сланцами. Из прочих минералов-примесей отмечены альбит, мусковит, биотит; хлорит, глинистые частицы, окислы железа, железистый карбонат, рутил, апатит, сфен.

Среди известняков в приустьевой части р. Белого Иркута отмечены своеобразные карбонатные брекчии, состоящие из угловатых обломков известняков, доломитов и реже кварцево-хлоритовых сланцев. Окатанные обломки встречаются исключительно редко. Величина обломков колеблется от 1 до 5 см, а местами доходит до 25 см в поперечнике. Цемент карбонатный, ожелезненный и перекристаллизованный; состоит из зерен кварца, альбита, мусковита. Между обломками часто встречаются пустоты с друзами кристаллов кальцита. Генезис этих брекчий не совсем ясен. Они слагают узкие длинные линзы, вытянутые согласно слоистости известняков. Связь брекчий с тектоническими смещениями не улавливается. В. Н. Лодочников считал их брекчиями, образовавшимися в результате разрушения известняковых островов в мелководном морском бассейне.

Сланцы, слагающие маломощные прослои в монгошинской свите, характеризуются повсеместным присутствием в них хлорита и кварца; кроме того, в отдельных разновидностях встречаются роговая обманка, кальцит, эпидот, альбит, биотит, доизит, серицит, мусковит. Из минералов-примесей отмечены апатит, циркон, углистое вещество, магнетит, пирит, сфен. Макроскопически это большей частью зеленые и зеленовато-серые филлиты, обладающие тонкосланцеватой текстурой. Структура их гранолепидобластовая и микрогранолепидобластовая. По составу выделяются хлоритово-серицитово-кварцевые, амфиболово-эпидотовые и эпидотово-хлоритово-кварцевые микросланцы, кварцево-хлоритовые сланцы и др. Эффузивы слагают маломощные межпластовые тела среди известняков, сильно изменены и превращены в зеленые ортосланцы.

На левобережье р. Китоя, в бассейне ее притока р. Гарлык-Гола, М. Ф. Шестопаловым и А. С. Ивановым выделена гарлыкская свита известняков, отнесенная ими к среднему кембрию. М. Ф. Шестопалов в 1939 г. высказал предположение о тождестве этих известняков с карбонатными толщами бассейнов рек Ошоя и Шумака. В настоящее время эта аналогия не вызывает сомнений. Гарлыкская свита М. Ф. Шестопалова и А. С. Иванова бесспорно соответствует монгошинской свите. Видимая мощность ее достигает 600—700 м.

В основании свиты Л. С. Волковым отмечен горизонт конгломератов, мощность которого достигает нескольких десятков метров. Цемент их карбонатный. Галька слабо окатана и представлена сланцами, песчаниками и известняками барунгольской свиты. Вверх по разрезу конгломераты сменяются известняками, которые здесь представлены плотными мелкозернистыми разновидностями. Иногда они сланцеваты и слоисты, часто доломитизированы и содержат битуминозные примеси. Цвет их светло- и темно-серый, иногда черный или желтовато-розовый. В среднем течении р. Гарлык-Гола А. С. Ивановым в 1937 г. в известняках были найдены водоросли, отнесенные А. Г. Вологдиным к роду

Osagia и др., а в верховьях р. Гарлык-Гола в 1951 г. им же были обнаружены оолитовые известняки. В 1960 г. В. П. Арсентьев и Л. С. Волков здесь нашли водоросли, отнесенные И. К. Королюк к родам *Collumnacollenia* и *Sajania*.

Для гарлыкских известняков характерно наличие в их составе линз и прослоев микрокварцитов, отмеченных впервые в 1935 г. М. Ф. Шестопаловым. Мощность линз колеблется от нескольких сантиметров до 0,4—0,5 м. М. Ф. Шестопалов (1938а) считал, что микрокварциты сингенетичны известнякам. Другой точки зрения придерживается В. С. Трофимов, изучавший те же микрокварциты в 1938 г. и считающий, что они образованы гидротермальными растворами гранитной интрузии, прорывающей известняки в верховьях р. Гарлык-Гола. Микрокварциты обладают плотным тонкозернистым строением, цвет их молочно-белый, иногда розоватый. В краях сколов они слабо просвечивают. Под микроскопом имеют микророговиковую структуру и состоят из мельчайших зерен кварца, среди которых часты ромбоэдри кальцита.

Таким образом, для монгошинской свиты в целом в пределах Ильчирского синклинория в отличие от иркутской свиты характерны повсеместная зараженность битуминозным веществом и наличие остатков водорослей, что позволяет считать ее верхнепротерозойской. В последнее время некоторыми геологами высказывались предположения о принадлежности этой свиты к синию. Как известно, эталоном синия для Восточной Сибири считается улунтуйская свита байкальского комплекса. Для решения этого вопроса необходимо произвести детальное сопоставление водорослей монгошинской и улунтуйской свит.

Несколько обособлен и пока еще слабо изучен разрез протерозойских отложений в восточной части Ильчирского синклинория. П. И. Налетов (1956) выделяет здесь тункинский комплекс, относя его к нижнему протерозою. Геологический разрез по долине р. Кынгарги описан им следующим образом.

В основании разреза залегают полосчатые доломитизированные известняки, известняковые сланцы и кварциты с двумя прослоями графитовых и гранатово-слюдистых сланцев. Выше находится горизонт кварцево-хлоритовых сланцев мощностью не менее 70—80 м. Сланцы перекрываются доломитами, мощность которых определяется в 160 м. На доломитах согласно залегает пачка доломитизированных известняков, содержащих прослой гранатово-слюдистых сланцев и конгломератовидных пород. Последние, по П. И. Налетову, представляют собой обычные кристаллические известняки, содержащие гальку тех же известняков. Гальки имеют вытянутую форму, и размер их достигает 5—7 см в диаметре. Выше разрез наращивается гнейсами и ортогнейсами мощностью до 400 м, которые перекрываются биотитово-карбонатными сланцами. Разрез тункинского комплекса заканчивается сильно брекчированными доломитизированными известняками, слагающими мощную пачку у подножия тункинских гольцов в окрестностях курорта Аршан.

Общая мощность разреза ориентировочно определена П. И. Налетовым не менее чем в 2—3 км. Отложения здесь смяты в изоклиналильные складки, разбиты многочисленными разрывными смещениями, прорваны гранитоидами и дайками лампрофиров. При сопоставлении с протерозойскими отложениями западной части Ильчирского синклинория тункинский комплекс, по-видимому, может соответствовать иркутской и уртагольской свитам нижнего протерозоя.

ОКИНСКИЙ СИНКЛИНОРИИ

Окинский синклинорий, сложенный протерозойскими отложениями, схватывает бассейн р. Оки и протягивается в широтном направлении от р. Урика на востоке до верховьев рек Сенцы и Тиссы на западе. На севере он ограничен р. Джон-Балыком, на юго-востоке — Хорё, а на юго-западе уходит на территорию МНР. Из общей площади синклинория в 20 тыс. км² более 60% занято протерозойскими отложениями. Остальная часть приходится на долю кембрийских и мезокайнозойских отложений, а также магматических пород. Здесь протерозойские отложения смяты в широтные или субширотные складки и прекрасно обнажены как по долинам всех рек, так и на водоразделах. В числе исследователей, изучавших эти отложения, следует отметить А. И. Козлова, Н. А. Флоренсова, П. И. Ноздрина, С. В. Обручева, Н. С. Ильину, И. А. Кобеляцкого, И. И. Орешкина, Д. В. Титова, О. П. Алексеву, Ф. К. Волколакова и др.

Первая исчерпывающая схема протерозойских отложений Окинско-го синклинория была дана С. В. Обручевым (1942а), который выделил три свиты (снизу): B_1 — разнообразные метаморфические сланцы и филлиты (преимущественно зеленые), B_2 — известняки с прослоями сланцев и B_3 — сланцы (преимущественно черные) с редкими прослоями известняков.

И. А. Кобеляцкий (1947а), приняв в целом схему С. В. Обручева, счел необходимым выделить из состава карбонатной свиты (свита B_2) свиту кристаллических графитизированных известняков, которые, по его мнению, залегают в основании протерозойского разреза. Частные стратиграфические схемы были предложены Н. С. Ильиной (1945) и Д. В. Титовым. Эти исследователи выделяли те же свиты, что и С. В. Обручев и И. А. Кобеляцкий, несколько по-иному трактуя их возраст. Так, например, Д. В. Титов относил свиту B_1 Обручева к кембросилуру.

Геологические съемки, проведенные в последние годы Иркутским и Бурятским геологическими управлениями, как уже отмечалось, позволили значительно дополнить и уточнить прежние представления. Так, работами Ф. К. Волколакова и В. П. Арсентьева за 1956—1958 гг. установлено, что в пределах Окинско-го синклинория протерозойские отложения по литологическим признакам отчетливо расчленяются на четыре свиты (снизу): иркутскую, окинскую, монгошинскую и дибинскую. Первая и третья являются преимущественно карбонатными, вторая и четвертая — терригенными. Весьма скромное место в составе протерозоя занимают вулканогенные породы.

Нижняя граница протерозойских отложений пока установлена только в одном пункте. По рч. Толхор-Жалге (левый приток р. Урика) на поверхности размыва шарыжалгайских гнейсов архея залегают конгломераты, являющиеся базальным горизонтом иркутской свиты, а следовательно, и всего разреза протерозоя (по данным Ф. К. Волколакова).

Верхняя граница протерозойских отложений вскрывается главным образом по р. Хорё. Здесь в нескольких пунктах установлено резкое угловое и стратиграфическое несогласие между монгошинской свитой и перекрывающей ее сархойской свитой нижнего кембрия (по данным В. П. Арсентьева). Аналогичные соотношения наблюдались Ф. К. Волколаковым в 1955 г. по р. Дибин, где отложения нижнего кембрия перекрывают дибинскую свиту протерозоя.

Иркутская свита слагает полосу шириной в 2—5 км, прослеженную от верховьев р. Зун-Холбо в бассейне р. Урика до устья

р. Хорё. По данным И. А. Кобеляцкого, эта свита развита на водоразделе рек Урика и Янхора, а также по левобережью р. Сенцы. Исследованиями П. И. Ноздрина и П. В. Дубина иркутная свита установлена по левобережью р. Оки, вблизи устья р. Джон-Балыка и на водоразделе рек Оки и Урда-Оки. Сравнительно небольшие площади ее известны в верховьях р. Боксона. Повсюду здесь свита отличается постоянством состава и сложена кристаллическими известняками с подчиненными им различными метаморфическими сланцами и кварцитами. Ее мощность 2500—3000 м.

Соотношение иркутной свиты с подстилающими толщами архея установлено и изучено в верховьях р. Урика, где эта свита непосредственно примыкает к шарыжалгайской серии архея. На большом протяжении контакт между ними тектонический, лишь по рч. Топхор-Жалге на небольшом отрезке установлен стратиграфический контакт, при этом здесь в основании иркутной свиты залегают конгломераты. По составу галек и характеру залегания конгломераты, несомненно, являются базальными. Они лежат на поверхности размыва архейских гнейсов в виде горизонта мощностью до 50 м, прослеженного по простиранию на 600—700 м.

На западе горизонт конгломератов прорван гранитами, на востоке скрыт под ледниковыми отложениями. В составе галек конгломератов отмечены в основном гнейсы, в меньшем количестве мраморы и амфиболиты. Большинство галек окатанные, эллипсоидные, изредка встречаются угловато-окатанные; размер их колеблется от 5—10 до 30—40 см по длинной оси. Гнейсы в гальке имеют серо-зеленую окраску, мелко- и среднезернистую структуру; текстура их отчетливо гнейсовидная. При микроскопическом исследовании оказалось, что это слюдяные плагиогнейсы, состоящие из кварца, плагиоклаза, биотита и мусковита; вторичные — хлорит, серицит, эпидот и карбонат. Структура лепидогранобластовая. Плагиоклаз сильно изменен: замещен хлоритом, серицитом и минералами эпидотовой группы; угасание кварца волнистое.

Гнейсы из галек конгломератов иркутной свиты и из обнажений шарыжалгайской серии вполне аналогичны. В обоих случаях это типичные диафориты. Мраморы в гальках белые, сахаровидные, крупнокристаллические, массивные. Структура их гранобластовая. В качестве примеси отмечены единичные зерна кварца и чешуйки мусковита. Амфиболиты в гальках зеленовато-серые, мелкозернистые, с неясной сланцеватой текстурой. Цемент конгломератов карбонатно-слудисто-кварцевый с примесью рудной пыли. В качестве аксессуарных в цементе отмечены апатит и сфен. По типу цемент можно отнести к цементу соприкосновения. Соотношение галек и цемента в конгломератах приблизительно 5:1.

Вверх по разрезу конгломераты через карбонатно-песчанистые сланцы, а затем песчанистые известняки переходят в чистые карбонатные породы. Кластический материал переходной пачки представлен кварцем, альбитом, мусковитом, рутилом и сфеном. Количество этих минералов закономерно убывает от контакта вверх по разрезу свиты. Это явление, указывающее на аркозовый контакт иркутной свиты с архейскими гнейсами, впервые было описано В. Н. Лодочниковым (1941в).

Известняки, составляющие основную массу свиты, имеют серый цвет, варьирующий от светло- до темно-серого. Черные известняки отсутствуют. Структура пород явно кристаллическая, от мелко- до среднезернистой, текстура массивная и слоистая, тонкоплитчатая. Характерной особенностью известняков является содержание в них

мелких (0,5—1,5 мм), равномерно рассеянных чешуек графита; гнезд графита не отмечено. Графитизация иркутской свиты, по-видимому, связана с региональным метаморфизмом, обусловившим перекристаллизацию битуминозного вещества.

Местами этот процесс обусловлен контактовым метаморфизмом. Вторым, не менее характерным признаком известняков иркутской свиты является окварцевание за счет перекристаллизации первичного кремнистого вещества. Но вблизи контактов с гранитными интрузиями известняки бывают окварцованы за счет привнесенного кремнезема вплоть до образования вторичных кварцитов. Последние отмечены на междуречье Иркутка и Оки, где они залегают вблизи контакта гарганской свиты с протерозойской гранитной интрузией и прослежены по простиранию на 6—7 км.

Присутствующие в составе иркутской свиты сланцы характеризуются зеленовато-серым и зеленым цветом. Они всегда интенсивно рассланцованы, часто пльчатые. По составу это карбонатно-хлоритовые, кварцево-слюдистые и другие сланцы.

Окинская свита слагает ядро Окинского синклинория, протягиваясь непрерывной полосой шириной 35—40 км от р. Урика на востоке до оз. Дозор-Нур на западе. Незначительные площади ее распространения известны в верховьях рек Хончена и Большой Белой, где окинская свита слагает ряд небольших пологих антиклиналей. В окинскую свиту выделена мощная толща терригенных пород — песчаников и сланцев, метаморфизованных до стадии зеленых сланцев. Свита смята в складки широтного простирания, опрокинутые на юг. Ее мощность определяется в 3000—3500 м. Нижняя стратиграфическая граница окинской свиты установлена достаточно точно в верховьях р. Урика, по р. Хайту и на водоразделе рек Большой Белой и Хончена. Во всех указанных пунктах сланцы окинской свиты без видимого несогласия залегают на карбонатных породах иркутской свиты.

Окинская свита расчленена на две подсвиты: нижнюю — песчанковую и верхнюю — эффузивно-сланцевую.

Нижняя подсвита характеризуется пестрой окраской и преобладанием грубообломочных пород — песчаников и гравелитов; сланцы имеют подчиненное значение. Протягиваясь неширокой полосой, нижняя подсвита окаймляет окинскую свиту с юга, востока и севера; при этом ее состав и мощность в различных участках изменяются. На юге и севере мощность подсвиты достигает 2000 м, а в верховьях рек Урика и Хончена снижается до 150 м. Местами подсвита полностью выклинивается. Как уже указывалось, в составе нижней подсвиты участвуют песчаники, гравелиты, конгломераты и сланцы.

Песчаники, гравелиты и конгломераты тесно связаны между собой и незаметно переходят друг в друга как по простиранию, так и по разрезу. Это бурые, фиолетовые, реже зеленоватые и серые породы с неравномерно-крупнозернистой и гравелитовой структурой. В них часто видна слоистость, обусловленная различной крупностью зерен и нередко подчеркнутая различием в окраске. Все эти породы метаморфизованы и превращены в сланцы.

Песчаники характеризуются сланцеватой текстурой, псаммитовой, иногда алевропсаммитовой структурой. Состав обломков полимиктовый, реже полевошпатово-кварцевый. Форма обломков обычно угловато-окатанная. Цемент по типу базальный, всегда преобладает над обломками и представлен глинистым, железисто-глинистым или кремнистым веществом. Как правило, глинистое вещество замещено хлоритом и серицитом, которые располагаются субпараллельными полосами и

создают сланцеватую текстуру. Совместно с глинисто-серицитово-хлоритовым веществом часто присутствует микрозернистый кварц.

Гравелиты и конгломераты по составу обломков и цемента ничем не отличаются от песчаников. Среди песчаников и гравелитов присутствуют туфы, определяемые только под микроскопом. Сложены они различной величины и формы обломками эффузивных пород и кварца, сильно изменены, содержат большое количество вторичных минералов и обладают слоистой текстурой.

Сланцы залегают среди песчаников и гравелитов в виде незначительных прослоев, выклинивающихся на коротких расстояниях. Это зеленовато-серые, буровато-красные тонкоплитчатые породы, часто с раковистым изломом. Толщина плиток изменяется от 1—2 мм до 1—1,5 см. Среди сланцев выделяются хлоритовые, хлоритово-серицитовые, эпидотово-серицитово-хлоритовые. Первоначальное вещество под влиянием метаморфизма почти полностью замещено вторичными минералами, расположенными в виде параллельных полос, что придает породам микросланцевую текстуру. Структура сланцев бластопелитовая, иногда бластоалевритовая. В качестве второстепенных минералов встречаются редкие зерна кварца и плагиоклаза, в аксессуариях — апатит, сфен и рудный минерал.

Весьма своеобразными породами в нижней подсвете являются кремнистые сланцы — черные плитчатые, изредка полосчатые массивные породы, содержащие примесь углистого вещества, марающего руки, и пронизанные тонкими прожилками кварца и кальцита. Этот горизонт прослежен в верховье р. Улзыты, на водоразделе рек Урика и Хончена и в верховьях р. Большой Белой. Мощность горизонта колеблется от 100 до 150 м, а в верховьях р. Большой Белой она резко возрастает. Песчаники здесь отсутствуют, и кремнистые сланцы слагают целиком всю подсвету.

Верхняя подсвета залегают на песчаниках нижней подсветы и сложена сланцами — типичными представителями окинской свиты. Характерными ее особенностями являются сравнительно однообразный состав и монотонная зеленая окраска сланцев. Среди преобладающих в разрезе метаморфических сланцев имеются маломощные прослои песчаников, тонкие пластовые тела эффузивов и линзы известняков.

Сланцы представлены зелеными, зелено-серыми, серыми, иногда черными разновидностями, причем зеленые тона зависят главным образом от присутствия хлорита. Интенсивность окраски повышается с увеличением количества хлорита и с появлением эпидота. Окраска черных и серых сланцев связана с присутствием углистого и глинистого вещества. Что касается первичной слоистости, то она местами совершенно завуалирована метаморфизмом.

Минеральный состав сланцев довольно разнообразен, но почти во всех случаях мы имеем в различных количественных соотношениях хлорит, серицит, эпидот, слюдястое вещество, кварц и биотит, иногда к ним примешивается мусковит. Значительно реже встречается глинистое и углистое вещество, а также карбонат. По преобладанию той или иной минеральной ассоциации выделяется несколько основных разновидностей сланцев: хлоритово-серицитово-эпидотовые, серицитово-хлоритовые, слюдясто-кварцевые, кварцево-биотитовые. В различных количествах в них всегда присутствует кварц. Характерными микроструктурами являются гетерогранобластовая, лепидогранобластовая, иногда бластоалевритовая и бластоалевропелитовая. Текстура сланцеватая и полосчатая. При значительном количестве кварца и присутствии обломков полевого шпата сланцы переходят в алевриты. Содержание эпидота иногда достигает 40—50% от общего состава породы.

В тесной связи со сланцами находятся песчаники и песчаниковые сланцы. Песчаники зеленые, серо-зеленые, серые, темно-серые, тонко-, мелко- и среднезернистые, большей частью сланцеватые. Обломочный материал представлен кварцем, плагиоклазом, изредка примешиваются микросланцы и карбонат. Количество обломков колеблется от 20—30 до 70—80% от общей массы породы. Цемент серицито-кремнистый, хлорито-кремнистый. Переходным звеном между сланцами и песчаниками являются песчаниковые сланцы. По внешнему виду и составу они ничем не отличаются от песчаников. Среди сланцев и песчаников изредка встречаются линзовидные тела гравелитов. По составу обломков гравелиты тождественны песчаникам и тесно связаны с последними, а также со сланцами.

Эффузивы отмечены в составе верхней подсвиты по рекам Хурэну, Даяльку, Хазалхы и Тустуку, причем почти во всех названных пунктах представлены диабазами. Лишь по р. Хурэну встречены кварцевые порфиры. Эффузивы сильно изменены, рассланцованы и характеризуются обильным развитием вторичных минералов. Диабазы имеют темно-зеленую окраску и в поле трудно отличимы от хлоритово-эпидотовых микросланцев; кварцевые порфиры бурые и фиолетовые. Залегают те и другие среди сланцев и песчаников в виде маломощных линзовидных и пластовых тел.

Известняки в составе описываемой подсвиты имеют небольшое значение. Они образуют маломощные прослои и линзовидные тела мощностью 10—15 м и протяженностью 30—40 м. Это темно-серые, почти черные, мелкокристаллические слоистые породы. Под микроскопом видно, что карбонатный материал, слагающий основную массу, загрязнен углистым веществом и содержит обломки плагиоклаза.

Вблизи контактов с интрузивными телами отложения окинской свиты иногда довольно сильно изменены, главным образом ороговикованы. Контактные преобразования наблюдаются как в непосредственной близости окинской свиты с гранитами, так и на значительном удалении от них. Несмотря на внешнюю пестроту контактовых образований, состав слагающих их пород сравнительно однообразен. В большинстве случаев здесь образуются роговики, микросланцы и гнейсо-сланцы, настолько тесно связанные между собой, что в поле их невозможно различить.

Роговики представляют собой темно-серые, серые скрытозернистые массивные или слегка сланцеватые породы. Преобладающим минералом в них является кварц со сравнительно ровными ограничениями зерен и волнистым погасанием. В качестве главных породообразующих минералов присутствуют также биотит и плагиоклаз. Второстепенное значение имеют роговая обманка, калиевый полевой шпат, мусковит, серицит, но последний иногда содержится в значительных количествах.

Микросланцы по внешнему виду отличаются от роговиков более отчетливой сланцеватостью и полосчатой текстурой. Среди них выделяются двуслюдисто-кварцевые, роговообманковые, эпидотово-актинолитовые, гранатово-биотитовые разновидности.

Гнейсы обычно серые, полосчатые, со следами рассланцевания. В их составе главная роль принадлежит плагиоклазу, кварцу и биотиту, второстепенная — мусковиту, иногда гранату.

Характерной микроскопической особенностью описанных контактовых образований является то, что почти во всех случаях возможно определить их первоначальную природу. Так, в роговиках и микросланцах отчетливо выступает их осадочное происхождение. Изменения при контактовых воздействиях гранитов выражены в биотитизации, альбитизации, серицитизации, иногда в образовании таких типичных

контактовых минералов, как актинолит, и в частичной перекристаллизации.

Монгошинская свита слагает значительные площади в верховьях рек Боксона, Хорё, Оки, Китаю, Урика, Большой Белой, в районе с. Орлик, а также по р. Сенцы, окаймляя почти непрерывной полосой Окинский синклиорий с юга, востока и севера. Породы этой свиты образуют хорошие скальные обнажения, протягивающиеся часто на многие километры. При сравнении разрезов монгошинской свиты в различных районах синклиория легко выявляются ее общие литологические особенности. Состав свиты преимущественно карбонатный: карбонатные породы составляют 90—95% от общей массы пород монгошинской свиты. Терригенные отложения образуют маломощные прослои и имеют резко подчиненное значение.

Взаимоотношения монгошинской свиты с подстилающей ее окинской установлены по рекам Урику, Хорё, Большой Белой, Оке. Во всех указанных пунктах известняки монгошинской свиты налегают согласно на сланцы окинской. Контакт между свитами нечеткий, и смена сланцев известняками часто происходит через тонкое переслаивание. Наиболее четко взаимоотношения монгошинской и окинской свит устанавливаются по р. Сенцы, в 6—7 км выше устья последней. Здесь на обоих склонах долины реки наблюдается непосредственный контакт двух свит и отчетливое налегание монгошинской свиты на окинскую. Переход одной свиты в другую происходит через тонкое переслаивание сланцев с карбонатными породами. Местами отмечен перерыв, фиксирующий линзовидными пачками конгломератов мощностью 10—12 м. В составе галек конгломератов содержится галька как сланцев, так и карбонатных пород, что свидетельствует о размыве переходной пачки переслаивания; цемент конгломератов также то сланцевый, то карбонатный. Конгломераты средне- и мелкогалечные, несут следы ритмичного переслаивания.

Возраст монгошинской свиты определяется положением ее в общем нормальном разрезе древних толщ района. Кроме того, в ней найдены остатки водорослей, впервые обнаруженные Н. А. Флоренсовым в 1937 г. по р. Монгоше, затем в 1948 г. Н. И. Фоминым и Д. В. Титовым на водоразделе рек Хорё и Боксона и, наконец, Ф. К. Волколаковым и А. П. Рихвановым по рекам Улзыте и Урику. По внешнему виду и строению водоросли довольно своеобразны и не встречаются в других свитах центральной части Восточного Саяна. Они имеют округлую или эллипсоидную форму, гигантские размеры (отдельные индивидуумы до 50—80 см в диаметре) и, по определению В. П. Маслова, относятся к *Conophyton cylindricus* Grab. В 1958 г. сборы водорослей из монгошинской свиты были повторены И. К. Королюк. По предварительным данным, эти ископаемые водоросли весьма близки к таковым из синийских отложений Прибайкалья. Из сборов И. К. Королюк ею определены *Conophyton garganica* и *Collumnacollenia giga*.

Карбонатные породы — характерные и наиболее распространенные породы описываемой свиты — слагают значительные площади, различной мощности пласты и линзообразные тела, прекрасно прослеживающиеся по простиранию. Эти породы отличаются плотным, массивным, тонко- или неяснокристаллическим сложением. Окраска преимущественно темно-серая, реже светло-серая и розовая (последняя только у карбонатных пород в южной части площади).

Судя по многочисленным химическим анализам карбонатных пород, в составе монгошинской свиты присутствуют известняки, доломитизированные известняки и доломиты; каких-либо закономерностей распределения их в разрезе не выявлено. Структура карбонатных пород

разнообразна. Вблизи интрузий и жильных пород она зернистая. В значительном удалении от них встречаются и пелитоморфные разновидности. Текстура пород массивная, слоистая, иногда брекчиевидная.

При изучении под микроскопом известняки и доломиты не обнаруживают большого разнообразия. Обычно на 80—100% они состоят из карбонатной массы с размером зерен от сотых долей миллиметра до 0,4—0,5 мм в поперечнике. Встречаются разновидности с неравномернозернистой структурой; при этом основная масса представлена мелкокристаллическим карбонатом, на фоне которого выделяются блоки криптокристаллического или пелитоморфного карбоната.

Характерно окварцевание известняков и доломитов. На это указывает также повышенное содержание кремнезема в ряде проанализированных образцов. Кварц присутствует как в виде ксеногенных зерен, так и в новообразованиях. Характерно также присутствие в карбонатных породах углистого вещества, сконцентрированного в отдельных полосах. Иногда количество углистого вещества столь значительно, что порода становится переходной к сланцу.

Обломочные породы монгошинской свиты представлены конгломератами, песчаниками и филлитами.

Конгломераты встречены по правобережью р. Оки, ниже устья р. Гаргана и по р. Урику. Залегают они среди известняков в виде линзообразных тел до 10—15 м мощностью, прослеженных по простиранию на 200—250 м. По составу и плохой окатанности галек можно уверенно судить о внутрiformационном характере конгломератов. Основное место в составе обломков занимают известняки; цемент также карбонатный. Песчаники и филлиты образуют небольшой мощности и протяженности прослой среди известняков и доломитов.

Отложения монгошинской свиты несут следы значительного метаморфизма — регионального и контактового. Первый выражен в мраморизации известняков и доломитов, их окварцевании и рассланцевании. Следы контактового метаморфизма отчетливо видны как в карбонатных породах, так и в терригенных. В карбонатных породах наблюдаются интенсивное окварцевание и мраморизация, реже образование скарнов и скарнированных пород. Мелкие тела скарнов отмечены по рекам Адарэю, Сороке, Гаргану, Сенцы и в других местах. Крупные скарновых тел в монгошинской свите не обнаружено. Контактные изменения песчанико-сланцевых пород монгошинской свиты заключаются в ороговикании и образовании хлоритово-серицитово-биотитовых сланцев.

Дибинская свита в пределах Окинского синклинория пользуется наименьшим распространением по сравнению с остальными тремя свитами протерозоя.

По данным С. В. Обручева, И. А. Кобеляцкого, Д. В. Титова и Э. П. Алексеевой, дибинская свита развита в верховьях рек Дибин и Хорё, а также по р. Оке у устья р. Сенцы и по левобережью последней. Незначительные занятые ею площади закартированы в верховьях р. Боксона, на водоразделе рек Оки и Урика, Большой Белой и Хайта. Свита складывается метаморфическими сланцами и песчаниками, содержащими маломощные прослой известняков. Количественное соотношение сланцев и песчаников для различных участков неодинаково. В бассейнах Боксона и Урика преобладающее значение имеют сланцы, а в северной части синклинория основную роль часто играют песчаники.

На монгошинской свите дибинская залегает согласно, имея нечеткий контакт, выраженный тонким переслаиванием сланцев и известняков; в верховьях р. Дибин свита несогласно перекрывается отложениями кембрия. Мощность дибинской свиты не менее 2000 м.

Сланцы серые, зеленовато-серые и черные. Наряду со сланцеватостью в породах свиты отчетливо выражена плитчатость и пльчатость. Толщина плиток от нескольких миллиметров до 2—3 см. На плоскостях сланцеватости виден характерный шелковистый блеск, связанный с концентрацией чешуек серицита. Тонкий пелитовый материал сланцев содержит мельчайшие чешуйки слюды, часто углисто-сажистое, иногда графитовое вещество. В разных направлениях эти породы рассекаются маломощными кварцевыми и кальцитовыми жилами, нередко значительно пиритизированы.

Наблюдения в шлифах обнаруживают довольно пестрый минеральный состав сланцев. Главные породообразующие минералы: хлорит, серицит, карбонат, кварц, биотит и глинистое вещество. В зависимости от преобладания тех или иных минералов выделяются глинисто-хлоритовые, карбонатно-хлоритово-серицитовые, биотитово-хлоритово-карбонатные, серицитово-углисто-кварцевые и другие сланцы. Строгой закономерности в распределении этих разновидностей по разрезу не наблюдается. Лишь биотитовые разновидности приурочены главным образом к контактам сланцев с гранитами. Структура сланцев обычно бластопелитовая. Иногда количество вторичных минералов столь значительно, что первоначальный облик породы определить невозможно и сланцы приобретают микрогранобластовую и лепидогранобластовую структуру. В нескольких случаях в сланцах отмечены обломки альбита.

Песчаники, слагающие большие линзообразные тела среди сланцев или переслаивающиеся с последними, представляют собой интенсивно рассланцованные, реже массивные породы темно-серого и черного цвета. Они обладают бластопсаммитовой структурой и на 60—70% состоят из слабо окатанных обломков кварца, плагиоклаза, реже роговой обманки и мусковита. Величина обломков 0,1—0,3 мм. Иногда песчаники переходят в алевролиты; имеются разновидности, переходные к гравелитам. Цемент пелитовый или карбонатно-глинистый, сильно изменен и замещен хлоритом и серицитом. Среди сланцев и песчаников отмечены маломощные прослои известняков, по внешнему виду сходных с известняками монгошинской свиты.

Из приведенного выше материала видно, что в течение всего протерозоя Восточный Саян представлял собой область непрерывного (?) накопления морских осадков при весьма слабой эффузивной деятельности.

В период между архейским и протерозойским седиментационными циклами имел место длительный континентальный перерыв, и карбонатные осадки трансгрессирующего протерозойского моря отложились на различные горизонты глубокоэродированного архейского кристаллического субстрата. Отдельные разобщенные фрагменты стратиграфического контакта между крупными группами дают далеко не полное представление о палеогеографии этого важного стратиграфического рубежа. Тем не менее присутствие конгломератов в основании протерозойского разреза однозначно решает вопрос о наличии перерыва между археем и протерозоем, а кварцевые песчаники, в ряде случаев сменяющие конгломераты по их простирацию, указывают на высокую степень осадочной дифференциации и, следовательно, на слабую расчлененность рельефа, существовавшего до протерозойской трансгрессии.

Первая половина нижнего протерозоя ознаменовалась отложением карбонатных осадков. Наличие углистого вещества в известняках свидетельствует о существовании уже в это время каких-то организмов, определить которые пока невозможно. Во второй половине нижнепротерозойской эры карбонатные осадки сменились терригенными. Эффузивная деятельность в нижнем протерозое проявилась очень слабо.

Общий ход осадкообразования верхнего протерозоя — карбонатные осадки в нижней части разреза и терригенные в верхней — как бы повторяет схему нижнепротерозойского седиментационного цикла, но вместе с тем знаменует собой качественно иной период геологического развития. В верхнем протерозое в карбонатных толщах (монгошинская свита) получили широкое развитие морские растительные организмы — водоросли, не говоря уже об общей «зараженности» известняков и доломитов битуминозным материалом. В это же время резко усилилась

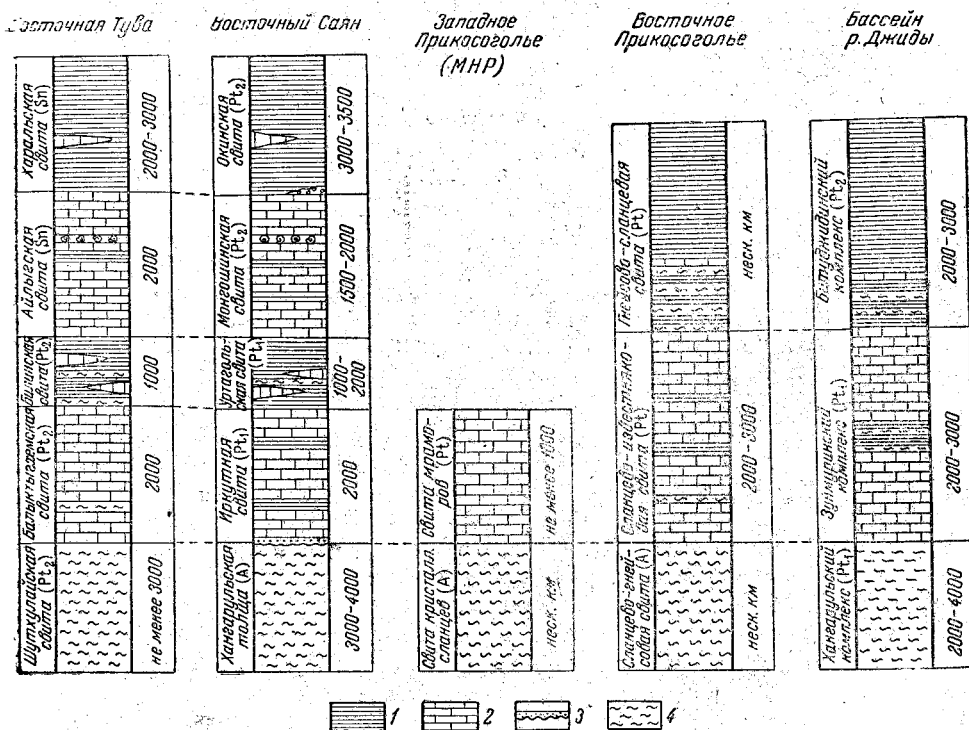


Рис. 13. Схема сопоставления разрезов протерозойских отложений Восточного Саяна и смежных районов

1 — различные гнейсы; 2 — известняки и доломиты; 3 — базальные конгломераты и песчаники в основании протерозойских отложений Восточного Саяна; 4 — различные пара- и ортосланцы

эффузивная деятельность, проявившаяся подводными излияниями основных, средних и кислых лав. В конце протерозоя морской режим был ликвидирован, осадочные толщи подверглись смятию в складки и были пронизаны интрузиями различного состава. Таким образом, сформировался сложнодислоцированный, сцементированный интрузиями и повсеместно метаморфизованный протерозойский субстрат Восточного Саяна, представлявший к началу палеозоя область размыва.

Заканчивая описание протерозойских отложений Восточного Саяна, приведем, хотя бы в общих чертах, сопоставление их с протерозойскими отложениями смежных районов Тувы, Монголии и бассейна р. Джиды (рис. 13). В Восточной Туве, по новым данным Г. А. Кудрявцева, Г. В. Махина, А. Д. Смирнова и Л. П. Зоненшайна, протерозойские отложения представлены чрезвычайно мощной (8—9 тыс. м) серией сланцевых и известняковых пород. Среди них эти исследователи выделяют пять толщ (снизу): шутхулайскую, балыктыгхемскую, билинскую, айлыгскую и харальскую. Последние четыре

толщи по всем признакам вполне сопоставимы с иркутской, окинской, монгошинской и дибинской свитами Восточного Саяна. Кроме того, в 1957 г. работами Д. В. Титова по правобережью р. Сенцы доказан непосредственный переход по простирацию монгошинской свиты в айлыгскую. Самая нижняя толща тувинского протерозоя — шутхулайская — не находит себе аналогов в разрезе протерозоя Восточного Саяна и по материалам И. А. Кобеляцкого лучше всего может быть сопоставлена с хангарульской толщей саянского архея. Таким образом, при полном совпадении состава, последовательности отложения и близких мощностях протерозойских свит Восточного Саяна и Восточной Тувы различной остается их датировка. Из общего разреза протерозоя Восточной Тувы четыре толщи относятся к верхнему протерозою (включая синий) и лишь шутхулайская толща датируется нижним протерозоем. Весьма существенные расхождения в определении возраста тех или иных метаморфических свит в двух соседних областях пока неустранимы, и их преодоление — задача будущего.

В Западном Прикосоголье (МНР) иркутской свите Ильчирского синклинория, по-видимому, соответствует свита мраморов, которая слагает юго-восточные отроги хребта Мунку-Сардык (Иванов, 1953). Сланцево-известняковая свита протерозоя Восточного Прикосоголья, сопоставимая с зунмуринским комплексом нижнего протерозоя бассейна р. Джиды (Налетов, 1956), возможно, соответствует иркутской, уртагольской и монгошинской свитам Восточного Саяна. Гнейсово-сланцевую свиту протерозоя Восточного Прикосоголья и протерозойский битуджидинский комплекс (толщу) бассейна р. Джиды и хребта Хамар-Дабан можно сопоставить с окинской свитой.

Каких-либо ценных полезных ископаемых в составе протерозойских отложений Восточного Саяна пока не выявлено, если не считать графитовых сланцев в иркутской свите и признаков марганцевого оруденения в монгошинской.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В разной степени метаморфизованные условно протерозойские отложения слагают около 15% всей территории Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья. В хребтах Заганском и Бургутуй, на западе Хамар-Дабана и в некоторых других местах выделен нижний протерозой. На юго-западных склонах и в восточной части Хамар-Дабана, в бассейне р. Джиды, на правобережье р. Селенги древние отложения отнесены к нерасчлененному протерозою (см. геологическую карту).

Стратиграфия древних толщ юга Бурятии изучена очень слабо. Здесь, как и во многих других районах Саяно-Байкальской горной области, не установлены даже границы протерозоя с археем и кембрием. П. И. Налетов (1956, 1961), Н. И. Фомин и другие геологи считают нижнепротерозойской широко распространенную в Хамар-Дабане хангарульскую свиту (толщу), которая, по представлениям М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1950), Н. П. Михно и др., принадлежит к гнейсово-сланцевой толще архея.

Некоторые исследователи, в частности В. А. Обручев (1935, 1936), Н. П. Михно и Н. И. Фомин, относили к протерозойским часть древних отложений бассейнов рек Джиды и Темника, объединяемых П. М. Клеветским, М. В. Бесовой (1933), П. И. Налетовым (1941, 1961), Е. Н. Смолянским (1958) и др. с нижним палеозоем (кембрием). Известны высказывания В. А. Обручева, П. И. Налетова и др. о вероят-

ности протерозойского возраста татауровских конгломератов, которые в настоящее время большинство геологов относят к нижнему палеозою. В. А. Обручев, П. М. Клевенский, П. И. Налетов, Д. Д. Сагалуев и др. считали протерозойской боргойскую свиту в одноименном хребте, а в настоящее время, в соответствии с данными С. М. Замараева, Д. Жалсабона, Н. П. Михно, Ю. В. Комарова и др., ее относят к верхнему палеозою — нижнему мезозою.

Противоречивы также мнения о возможности внутреннего расчленения протерозоя на юге Бурятии. Тем не менее в итоге исследований послевоенного периода П. И. Налетов, Н. И. Фомин, В. Л. Тихонов и др. выделили в Южном Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье нижний и верхний протерозой, а М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1950) считают возможным выделить в этом районе три комплекса протерозоя: нижний, средний и верхний.

Трудности выделения и расчленения протерозоя на описываемой площади, как и во всей Саяно-Байкальской горной области, усугубляются еще возможным наличием синийских или рифейских отложений; первые попытки выделения последних уже сделаны.

Нижний протерозой, выделенный условно в Заганском хребте, протягивается по обоим его склонам двумя полосами северо-восточного простираия. На юго-восточном склоне хребта полоса выходов нижнего протерозоя почти непрерывна, на противоположном склоне она состоит из отдельных разобщенных участков, заключенных среди верхнепротерозойских и, по-видимому, других гранитоидов. Нижний протерозой Заганского хребта представлен главным образом гнейсами, из которых самыми распространенными являются биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, биотитово-амфиболовые, амфиболовые и силлиманитовые, реже встречаются гранатовые гнейсы. Подчиненную роль в разрезе играют сланцы (преимущественно слюдяные), кварциты и амфиболиты, причем сланцы тяготеют к его верхней части. Гнейсы и сланцы часто переходят в мигматиты. Многие исследователи полагают, что значительная часть нижнепротерозойских образований Заганского хребта относится к ортопородам. Мощность толщи, по данным П. И. Налетова, не менее 1500—2000 м.

Как в центральной части, так и по периферии Заганского хребта нижнепротерозойские породы испытали сильнейший катаклиз, а местами и интенсивную милонитизацию.

Обе полосы выходов нижнепротерозойских пород в Заганском хребте представляют собой фрагменты крупного антиклинория северо-восточной ориентировки, ядро которого занимает гранитоидный плутон.

Судя по описаниям В. А. Обручева (1929, 1935 и др.), В. В. Белозова, А. А. Малявкина, Б. А. Максимова и М. М. Тетяева (1932), П. М. Клевенского, Б. А. Иванова, П. И. Налетова (1961), Д. Д. Сагалуева, В. А. Новикова и других исследователей, древние образования, очень похожие на описанные, встречаются в виде небольших выходов в хребтах Моностой, Цаган-Дабан, Гудзан, в Кударинской гриве и др.

По данным некоторых исследователей, в частности П. М. Клевенского и В. И. Беренгилова, к описанным породам близки гнейсы, кварциты, кварцево-силлиманитовые и силлиманитовые сланцы района Кяхты и хребта Бургутуй, который является юго-западным продолжением Заганского хребта. Однако новые детальное исследования Т. М. Дембо, Б. Е. Митрофанова, А. Р. Сушона и др. показали, что среди метаморфических пород здесь присутствуют довольно слабо измененные и почти неизменные эффузивы, подчиненные той же толще. Последняя делится этими исследователями на три подсвиты: 1) нижнюю подсвиту — переслаивающиеся амфиболовые и лейкокра-

товые гнейсы (предположительно метаморфизованные кислые, средние и основные эффузивы), мощностью более 250 м; 2) среднюю, метааргиллитовую подсвиту — переслаивающиеся главным образом биотитовые, биотитово-амфиболовые, силлиманитовые гнейсы и сланцы, частично кварциты (предположительно продукты метаморфизма осадочных образований с примесью вулканогенного материала), мощностью около 300 м; 3) верхнюю, метавулканическую подсвиту — чередование лейкократовых и амфиболовых гнейсов и сланцев, переходящих к востоку в слабо измененные, а затем в почти неизменные кислые и средние эффузивы; мощность не указана, но, по-видимому, достигает многих сотен метров.

Возраст описываемых отложений считается нижнепротерозойским по таким косвенным признакам, как степень метаморфизма, положение в общей геологической структуре и т. п. Не исключено, впрочем, что вся толща или ее значительная часть принадлежит к архею. Породы, подобные перечисленным, в том числе силлиманитовые сланцы и гнейсы, известны в архейских толщах Восточного Саяна, Хамар-Дабана и других районов. Что же касается выходов слабо измененных эффузивов в районе Кяхты и в хребте Бургутуй, то П. И. Налетов (1961) предполагает, что эти эффузивы не имеют отношения к метаморфической толще, а принадлежат более молодой, боргойской толще.

Условно нижнепротерозойские отложения выделены, кроме того, в самом верховье р. Зун-Мурина (на северных склонах хребта Хангар-Ульского) и примерно в центральной части Хамар-Дабана в пределах широтно ориентированной полосы, протягивающейся от среднего течения р. Зун-Мурина в среднее течение р. Утулика и далее на восток.

Нижнепротерозойские отложения в верховье р. Зун-Мурина (зунмуринская свита или комплекс) изучались П. Е. Луненком, П. И. Налетовым, Н. И. Фоминым, В. Л. Тихоновым, Б. Н. Одокием. Они представлены преимущественно пепельно-серыми, но разнообразными по структуре и текстуре известняками, которым подчинены гнейсы и сланцы различного состава.

По данным П. И. Налетова (1936, 1961), свита расчленяется на три части (снизу):

1) белые крупнокристаллические обычно массивные мраморы, содержащие чешуйки графита;

2) биотитово-гранатовые, биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные гнейсы и сланцы, местами переходящие в мигматиты; мощность отдельных горизонтов перечисленных пород варьирует от нескольких метров до сотен метров;

3) пепельно-серые средне- и мелкокристаллические, часто тонкослоистые известняки, местами с графитом, с подчиненными амфиболово-известковыми, известково-слюдистыми и слюдистыми сланцами.

Мощность всей свиты оценивается П. И. Налетовым примерно в 3000 м, а В. Л. Тихоновым в 3000—4000 м.

В. Л. Тихонов отмечает, что зунмуринская свита в основном состоит из пепельно-серых полосчатых кристаллических известняков, среди которых в низах свиты встречаются редкие прослои мраморов, а в верхах доминируют почти черные известняки, содержащие тонкочешуйчатый рассеянный графит. Темноокрашенные известняки в верхней части разреза зунмуринской свиты были отмечены также Б. Н. Одокием и др. В разных частях разреза свиты, но преимущественно в низах ее В. Л. Тихонов наблюдал редкие мелкие прослои карбонатно-слюдистых и амфиболово-карбонатных сланцев и двуслюдяных гнейсов.

Стратиграфические взаимоотношения зунмуриной и подстилающей ее хангарульской толщ остаются пока не выясненными. По данным В. Л. Тихонова, переходная часть разреза характеризуется частым чередованием известняков с гнейсами и кристаллическими сланцами, при этом значение первых вверх по разрезу быстро возрастает. Такие взаимоотношения как будто свидетельствуют о трансгрессивном, но согласном залегании зунмуриной свиты на хангарульской толще. Однако П. И. Налетов (1961) считает, что В. Л. Тихонов за хангарульские ошибочно принял гнейсы и сланцы, входящие в зунмуринскую свиту (среднюю ее часть).

Контакты зунмуриной свиты с перекрывающей ее битуджинской толщей, по П. И. Налетову, В. Л. Тихонову, Б. Н. Одокию и др., в ряде мест постепенные, кое-где отчетливые или даже резкие, но углового несогласия между ними нигде не установлено.

В центральной части Хамар-Дабана к нижнему протерозою условно отнесены отложения, существенно состоящие из филлитов и других серицитсодержащих сланцев. Эти отложения были описаны Н. Н. Падуровым, П. Е. Луненком и А. Е. Дербиной, П. И. Налетовым, Н. И. Фоминым, Е. П. Чуйкиной и др. и получили наименование утуликской свиты. Среди филлитов и серицитсодержащих сланцев в ней отмечались серицитовые, кварцево-серицитовые, серицитово-хлоритовые, биотитовые, графитовые, известковистые, известково-глинистые, глинистые, песчаные, кремнистые и некоторые другие разновидности.

Возраст этих отложений Н. Н. Падуров считал предположительно нижнепалеозойским и указывал, что они подстилаются свитой биотитово-гранатовых и биотитовых гнейсов, вошедших в выделяемую в настоящее время гнейсово-сланцевую толщу архея.

Принадлежность описываемых отложений к кембрию допускали также П. Е. Луненок и А. Е. Дербина, считавшие аналогом утуликских филлитов метаморфическую толщу, развитую к западу от р. Утулика и включающую (снизу):

- 1) слюдяные графитовые известняки;
- 2) слюдяные, хлоритовые и известняковые сланцы;
- 3) филлиты.

Обращает на себя внимание, что этот разрез имеет некоторое сходство с зунмуринским (графитовые известняки в низах) и с утуликским и является как бы связующим звеном между ними. Это послужило одним из оснований считать все сравниваемые толщи нижнепротерозойскими.

По данным Е. П. Чуйкиной, в хребте Хамар-Дабан на архейских образованиях (шарыжалгайской, слюдянской, харагольской и безымянной свитах лежат:

- 1) хамардабанская свита — двуслюдяные и биотитово-роговообманковые гнейсы и сланцы с прослоями известняков;
- 2) утуликская свита — серицитово-хлоритовые, серицитово-биотитовые, серицитовые и силлиманитовые сланцы;
- 3) субутуйская свита — гранатовые и ставролитовые филлиты, кварцево-биотитовые и филлитовидные сланцы.

В стратиграфических схемах послеархейских древних отложений, предложенных Е. П. Чуйкиной, П. Е. Луненком и А. Е. Дербиной, имеется заметное сходство, однако П. И. Налетов (1961) полагает, что хамардабанская свита схемы Е. П. Чуйкиной является аналогом безымянной свиты архея, а субутуйская свита ее схемы входит как часть в утуликскую свиту.

П. И. Налетов (1956, 1961) утуликскую свиту параллелизует с битуджинской свитой (толщей), которую он считает верхнепротерозойской.

розойской, но с оговоркой о возможной самостоятельной роли утуликской свиты в разрезе древних толщ Южного Прибайкалья.

Некоторые исследователи относят утуликскую свиту, как и битуджидинскую, к синию.

Формирование рассматриваемых нижнепротерозойских отложений центральной части Хамар-Дабана происходило, видимо, в основном за счет терригенного материала, и лишь у Н. Н. Падурова имеются указания на присутствие в них туфогенных продуктов. Стратиграфические взаимоотношения этих отложений с гнейсово-сланцевой толщей архея не выяснены, хотя П. И. Налетов и Е. И. Наумова считают, что утуликская свита, как и битуджидинская, лежит на более древних образованиях хангарульской свиты (следовательно, на гнейсово-сланцевой толще архея) с угловым несогласием.

Наиболее крупное на рассматриваемой территории поле нерасчлененного протерозоя находится на юго-западных склонах Хамар-Дабана. Вместе с соседними участками развития протерозойских отложений оно в основном относится к бассейну р. Джиды и представляет собой полосу шириной в среднем 15—20 км, которая тянется в северо-западном направлении от нижнего течения р. Джиды в самое верховье.

К нерасчлененному протерозою в оконтуренной полосе отнесена известная в литературе битуджидинская свита (серия, толща, комплекс), сложенная главным образом разнообразными сланцами (серицитовыми, хлоритовыми, серицито-хлоритовыми, биотито-хлоритовыми, известково-хлоритовыми, известково-амфиболовыми, кварцево-биотитовыми, двуслюдяными, слюдисто-кварцево-альбитовыми, слюдисто-альбитово-карбонатными, филлитовидными, эпидотовыми и др.), а частично известняками, кварцитами и гнейсами.

Среди сланцев господствуют зеленые разновидности, обычно содержащие в значительных количествах серицит, хлорит, эпидот, а местами также амфибол. М. Л. Лурье, а впоследствии и некоторые другие исследователи отмечали, что зеленые сланцы битуджидинской свиты образовались за счет метаморфизма древних эффузивов.

Известно, что в Восточном Саяне и на севере Байкальской горной области, где протерозойские эффузивы широко распространены (Павловский, 1948а, 1956; Салоп, 1958з, 1960а; С. Обручев, 1942а; Лурье и С. Обручев, 1950 и др.), имели место те же явления. Однако, по данным большинства геологов, изучавших битуджидинскую свиту в бассейне р. Джиды (П. Е. Луненка и А. Е. Дербиной, М. В. Бесовой, П. И. Налетова, К. А. Шалаева, Н. И. Фомина, Ю. Г. Пономарева, В. Л. Тихонова, Б. Н. Одокия и А. А. Одокия, Е. Н. Смолянского и др.), эти породы принадлежат почти исключительно, если не полностью, к метаморфизованным глинистым, карбонатно-глинистым и песчано-глинистым осадкам.

Известняки в битуджидинской свите встречаются сравнительно редко. Они слагают пласты и линзы мощностью обычно менее 100 м. Известняки кристаллические, в разной степени мраморизованы, часто интенсивно окварцованы. Кварциты светлой и темно-серой окраски образуют тонкие прослои. Гнейсы часто приурочены к зонам экзоконтактов гранитоидных массивов. Однако местами (верховье р. Хамнея, бассейн рч. Сангино и др.) они занимают довольно большие площади вне непосредственной связи с интрузиями.

О строении битуджидинской свиты пока можно судить весьма приближенно. По мнению К. А. Шалаева, в бассейне р. Хамнея она расчленяется на три горизонта (снизу):

- 1) кварцево-биотитовые и мусковитово-биотитовые сланцы и гнейсы;

2) мраморизованные известняки, известковые и амфиболовые сланцы;

3) зеленые и зеленовато-серые слюдястые, мусковитово-хлоритовые, хлоритово-амфиболовые (актинолитовые) и другие сланцы.

По данным П. И. Налетова (1961 и др.), в верховьях рек Джиды, Зун-Мурина и в других местах нормальный разрез битуджидинской свиты следующий (снизу):

1) чередование биотитовых гнейсов с кварцево-биотитовыми сланцами;

2) сланцы, переслаивающиеся с известняками;

3) слюдяные, хлоритовые и прочие сланцы и филлиты.

Определяя мощность свиты примерно в 3000 м, П. И. Налетов подчеркивает, что каждый выделяемый в ней горизонт в сущности отвечает по значению самостоятельной свите.

О стратиграфических взаимоотношениях битуджидинской свиты как с более древними, так и с более молодыми отложениями высказывались разные мнения. По сведениям Б. Н. Артемьева (1934), М. В. Бесовой (1933), а в последние годы А. И. Агаркова и некоторых других исследователей, переходы от толщи нижнего кембрия в бассейне р. Джиды к битуджидинской свите и от последней к хангарульской свите (гнейсово-сланцевой толще архея) постепенные, характеризуются плавным нарастанием степени метаморфизма пород и отсутствием каких-либо видимых несогласий. Аналогичные переходы от битуджидинской свиты к хангарульской отмечал также П. Е. Луненко. Выше указывалось, что никто из геологов не наблюдал несогласий между битуджидинской и условно нижнепротерозойской зунмуриной свитами, которые, по имеющимся материалам, обычно связаны постепенными переходами.

К. А. Шалаев и Н. И. Фомин, наблюдавшие местами некоторое несоответствие в структурных планах битуджидинской и хангарульской свит, пришли к заключению о наличии между ними углового несогласия. По их мнению, это несогласие трудно выявляется из-за интенсивного метаморфизма обеих свит, обусловленного широким развитием гранитоидных интрузий в области их соприкосновения.

К точке зрения К. А. Шалаева и Н. И. Фомина присоединились П. И. Налетов и Е. И. Наумова, показавшие на некоторых своих геологических картах несогласный контакт между битуджидинской и хангарульской свитами. Как уже отмечалось, эти исследователи относят к битуджидинской свите и утуликскую свиту, которая, по их представлениям, перекрывает хангарульскую свиту также несогласно. При такой интерпретации стратиграфических взаимоотношений неправдоподобно выглядит на указанных геологических картах П. И. Налетова и Е. И. Наумовой согласный контакт между битуджидинской и зунмуриной свитами.

При оценке взаимоотношений битуджидинской свиты с выделяемым в бассейне р. Джиды нижним кембрием следует учесть, что наряду с наблюдавшимися постепенными переходами между ними некоторые факты, по мнению Е. Н. Смолянского, свидетельствуют о все же несогласном залегании кембрийских отложений на битуджидинской свите. К этим фактам, в частности, относятся более глубокий общий метаморфизм и более интенсивная дислоцированность битуджидинской свиты по сравнению с кембрийскими отложениями, намечающиеся местами азимутальные несогласия между ними, наличие на площади распространения битуджидинской свиты интрузивных пород, которые не встречаются на поле развития кембрия (см. гл. «Магматизм»).

Противоречивы взгляды относительно возраста битуджидинской свиты. М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1950 и др.) в соответствии со своей схемой трехчленного деления протерозоя в Восточном Саяне и Хамар-Дабане относят описываемую свиту к нижнему протерозою. П. И. Налетов (1956, 1961), В. Л. Тихонов, Б. Н. Одокий и А. А. Одокий считают ее верхнепротерозойской. К. А. Шалаев в своих первых работах определял возраст битуджидинской свиты как докембрийский, а позднее — как нижнекембрийско-протерозойский. На вероятную принадлежность свиты к самым низам кембрия или к верхам протерозоя раньше указывал П. И. Налетов и др. (1941 г.). По мнению М. В. Бесовой (1933), битуджидинская свита вместе со многими другими древними отложениями в действительности может оказаться нижнекембрийской. Г. Л. Падалка, А. Д. Щеглов, Е. Н. Смолянский и др. высказывались о возможности синийского ее возраста.

В настоящее время Н. П. Михно и Е. Н. Смолянский считают более правильным относить битуджидинскую свиту в контурах, показываемых на многих геологических картах, к нерасчлененному протерозою. Как свидетельствуют новейшие материалы, в эту свиту включались разновозрастные образования, из которых наиболее древние, по-видимому, принадлежат к нижнему протерозою или даже архею (гнейсово-сланцевой толще), а наиболее молодые (сланцы, филлиты и др.) — к нижнему кембрию. Если исключить явно чуждые более древние и молодые отложения, в битуджидинской свите останутся самые низы нижнего кембрия и синий, и, следовательно, возраст свиты определится как нижнекембрийско-синийский. Изучение этого вопроса продолжается.

Еще более разнообразные разновозрастные отложения включены в нерасчлененный протерозой в восточной половине Хамар-Дабана. Здесь они слагают ряд разобщенных сравнительно небольших участков. В разных местах этой и смежной территории рассматриваемые отложения изучались Л. А. Ячевским (1898), С. А. Докторович-Гребницким (1923), И. Д. Черским (1886а и др.), В. А. Обручевым (1935 и др.), В. В. Белоусовым и др. (1932), М. М. Тетяевым (1928б), С. С. Смирновым, Н. И. Фоминым, П. И. Налетовым, М. В. Кисляковой, Д. В. Ветровым и многими другими. Приводимые большинством исследователей материалы характеризуют лишь отдельные части очень сложного мощного разреза этих образований.

Наиболее полные разрезы были описаны Н. И. Фоминым, расчлененным по р. Темнику описываемые отложения на три горизонта (снизу):

1) гнейсово-сланцевый горизонт — главным образом меланократовые биотитовые гнейсы и сланцы, которым подчинены маломощные пачки двуслюдястых, биотитово-силлиманитовых, биотитово-гранатовых и инъекционных гнейсов и мигматитов;

2) сланцево-известняковый горизонт — преимущественно биотитовые и двуслюдяные сланцы, среди которых залегают мощные пачки и линзы кристаллических известняков; в известняках часто присутствуют тремолит, графит, диопсид, везувин, сфен, кварц, плагиоклаз;

3) сланцево-филлитовый горизонт — кварцево-серицитовые, карбонатно-слюдистые и карбонатно-хлоритовые сланцы и филлиты с многочисленными маломощными прослойками кварцитовых сланцев и кварцитов.

Мощность всех этих отложений оценивается в несколько километров. Н. И. Фомин относит их к протерозою и сопоставляет с битуджидинской свитой, в которую он включает и зунмуринскую свиту, являю-

щуюся, по его мнению, аналогом среднего, сланцево-известнякового горизонта.

В других местах Хамар-Дабана Н. И. Фомин расчленял относимые им к протерозою отложения следующим образом (снизу):

- 1) биотитовые, амфиболовые, пироксеновые, пироксеново-амфиболовые гнейсы;
- 2) мраморы;
- 3) слюдяно-карбонатные, кварцево-карбонатные, слюдяно-хлоритовые сланцы;
- 4) кристаллические известняки, кварциты, метаморфизованные аркозовые песчаники.

Кроме упомянутых пород, в описываемых отложениях разными исследователями отмечались доломиты, амфиболиты, пироксеновые, амфиболовые, гранатовые, кордиеритовые и силлиманитовые сланцы, гранито-гнейсы и гнейсо-граниты. Кварциты, в отдельных случаях железистые, представляют собой небольшие месторождения (Ундур-Хасурское) типа месторождения Сосновый Байц в Восточном Саяне.

Возраст древних отложений на востоке Хамар-Дабана, отнесенных к нерасчлененному протерозою, не всеми оценивается одинаково. В. А. Обручев (1935) и некоторые другие исследователи относили их к архею. П. И. Налетов (1961) выделяет среди них более древнюю (архей — протерозой), темникскую толщу и верхнепротерозойскую битуджидинскую свиту. Высказываются мнения о принадлежности нижней части разреза описываемых отложений к протерозою, а верхней к синию.

В заключение краткой характеристики выделяемых в Южном Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье протерозойских отложений отметим, что образования, весьма сходные с ними и тоже протерозойские (в том числе нижне- и верхнепротерозойские) по возрасту, известны в Восточном Саяне, в Байкальской горной области, на Витимском плоскогорье, в соседних районах МНР. Однако наряду с общностью многих признаков у протерозойских отложений, выделяемых в каждом крупном районе, имеются и свои особые черты (более значительные мощности, присутствие эффузивов, изменчивая роль карбонатных пород и т. п.), что отличает их от протерозойских образований Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья.

С описанными отложениями связаны непромышленные месторождения железистых кварцитов, глиноземистого сырья (силлиманитовые сланцы) и строительных материалов.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

На рассматриваемой территории отложения протерозоя разделяются на две подгруппы — нижний протерозой и верхний протерозой. Выделение средней подгруппы протерозоя, принятое в некоторых соседних районах Байкальской горной области, в Западном Забайкалье пока неосуществимо из-за недостаточного количества фактического материала.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Нижнепротерозойские осадочно-метаморфические толщи в Северо-Западном Забайкалье имеют сравнительно небольшое распространение. В современном эрозионном срезе они сохранились преимущественно в виде разрозненных «жестких» массивов среди более молодых осадочно-метаморфических и магматических комплексов в северо-восточной части рассматриваемой территории. К таким относительно круп-

ным массивам относятся Гаргинский, Аргодинский, Горбылокский (Икатский хребет), Ципиканский, Амалатский и Уакитский. Кроме того, многочисленны, но мелкие и малоизученные выходы нижнепротерозойских пород известны в бассейне нижнего течения р. Ципы, в верховье р. Конды, а также на северо-западном склоне Морского хребта.

Повсеместно нижнепротерозойские толщи характеризуются высокой степенью регионального метаморфизма слагающих их пород и сложной складчатой структурой. С более древними, архейскими образованиями они нигде не соприкасаются. Соотношения с более молодыми геологическими комплексами выясняются с трудом — обычно они контактируют по крупным разломам или разделены интрузиями. Лишь на одном участке (бассейны рек Ципинского Горбылка и Уакита) на поверхности размыва пород, относимых к нижнему протерозою, резко несогласно залегает верхнепротерозойский комплекс отложений с базальными конгломератами в основании (Салоп, 1958з). Этим определяется их доверхнепротерозойский возраст. В отдельных районах нижнепротерозойские отложения некоторые исследователи относили ранее к архею (В. А. Обручев, К. П. Калинина, С. Д. Шер и др.), а частью — к верхнему протерозою (Е. В. Павловский, В. Г. Беличенко, С. П. Смеловский и др.).

Все осадочно-метаморфические образования нижнего протерозоя Северо-Западного Забайкалья объединяются в две различные по составу серии: гаргинскую и горбылокскую; соотношения между ними неясны, так как совместно они нигде не встречаются.

Гаргинская серия. Отложения этой серии, слагающие значительные площади в Икатском хребте, в бассейнах рек Ципикана, Большого Амалата и Малого Амалата, в устье р. Ципы и в других местах распространены довольно широко. Они изучались Н. И. Свительским, К. П. Калининой, А. С. Кульчицким, С. Д. Шером, В. П. Рудневым, П. В. Осокиным, С. П. Смеловским и др.

Гаргинская серия объединяет преимущественно высокометаморфизованные породы различного состава: биотитовые, роговообманковые, биотитово-роговообманковые, биотитово-мусковитовые кристаллические сланцы и гнейсы, гранатово-дистеново-биотитовые, силлиманитово-сланцевые, андалузитово-сланцевые и другие сланцы, амфиболиты, кварциты и мраморы, кварцевые порфиры и их туфы, инъекционные и очковые гнейсы и др.

Хорошо изученные разрезы серии неизвестны. В. П. Руднев, П. В. Осокин, К. П. Калинина, С. П. Смеловский пытались внутри серии выделить свиты и подсвиты, но взаимоотношения между последними остаются невыясненными или трактуются неодинаково, поэтому приходится ограничиться краткой характеристикой отдельных перечисленных выше типов пород.

Биотитовые и биотитово-мусковитовые гнейсы представляют собой серые, светло-серые и розовато-серые мелко- и среднезернистые гнейсовидные породы. Структура их гранобластовая, лепидогранобластовая. Главными минералами являются микроклин (35—40%), кварц (35—40%), биотит, а в двуслюдяных разновидностях — мусковит. Аксессуары — сфен, апатит, рудный минерал, гранат. Размер зерен колеблется от 0,05 до 1,3 мм. В гнейсах, кроме микроклина, иногда присутствует кислый плагиоклаз.

Роговообманковые и биотитово-роговообманковые гнейсы обладают серой и темно-серой окраской, гнейсовидной или сланцеватой текстурой; структура их гранобластовая, нематогранобластовая и лепидогранобластовая. В роговообманковых разновидностях обычно отсутст-

зуют микроклин и биотит, их место занимают плагиоклаз (андезин) и роговая обманка (cNg 20—28°). В биотитово-роговообманковых гнейсах появляются микроклин (15—20%) и биотит. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен, гранат. Среди роговообманковых гнейсов иногда выделяются пропластки существенно амфиболово-пироксеновых или биотитово-пироксеново-амфиболовых гнейсов.

Амфиболиты встречаются среди гнейсов и сланцев довольно часто в виде линзовидных тел или горизонтов мощностью 100—150 м. Обычно это темные, почти черные, с зеленоватым оттенком массивные или сланцеватые средне- и крупнозернистые породы. Они состоят главным образом из зерен роговой обманки (cNg 19—24°) с примесью плагиоклаза (олигоклаз №.30) и сфена. Роговая обманка образует ксенобластовые зерна размером 2—10 мм. С амфиболитами в разрезе тесно связаны пропластки мраморов и доломитов, мощность которых колеблется от 20 до 400 м. Заметно возрастает роль мраморов в восточной части района распространения гаргинской серии (реки Ципикан, Большой Амалат, Малый Амалат, Бамбуйка). Среди карбонатных пород известны как чистые известняки, так и доломиты, а также промежуточные разновидности, нередко с графитом.

Подчиненное распространение в составе описываемой серии имеют гранатово-дистеново-биотитовые, силлиманитово-слюдяные, андалузитово-слюдяные и другие сланцы и кварциты, образующие прослои и линзы сравнительно небольшой мощности (до 100 м).

Инъекционные гнейсы разного состава распространены широко. Они имеют ленточную текстуру мигматитов с чередованием светлых и темных полос. Светлые полосы по составу отвечают граниту, имеют гранобластовую или бластогрантовую структуру. Нередко инъекционные гнейсы слагают переходные зоны от обычных гнейсов к гранитам. Мощность таких зон изменяется в широких пределах. Характерно, что граниты, инъецирующие гнейсы, относятся к категории синорогенных тел, их контакты с вмещающими породами распылчатые, постепенные; составленные мигматитами и инъекционными гнейсами.

Кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы встречаются довольно редко (Икатский хребет, бассейн р. Бамбуйки), образуя прослои разной мощности (от 30 до 100 м). Это обычно светло- и темно-серые породы порфировой структуры с лепидогранобластовой или фельзитовой основной массой. Туфовым разновидностям свойственна бластосаммитовая структура. Эффузивы и их туфы сильно изменены: основная и связующая массы превращены в агрегат тесно сплетающихся листочков серицита и мусковита с зернами кварца.

Мощность гаргинской серии колеблется в пределах 4000—6000 м.

Горбылокская серия. Отложения горбылокской серии менее распространены. Они встречаются в бассейнах рек Верхней Ципы (Горбылок), Муи (Уакит), Бамбуйки и др. По данным Л. И. Салопа, Д. Жалсабона, С. П. Смеловского и др., в составе горбылокской серии преобладают эффузивы спилито-кератофировой формации и их туфы; подчиненное значение имеют различные кристаллические сланцы и карбонатные породы. Серия расчленяется на согласно залегающие нижнюю и верхнюю горбылокские свиты.

Нижняя горбылокская свита состоит из кислых эффузивов, кварцевых и бескварцевых кератофиров (кварцевые и фельзитовые порфиры), их туфов, туффитов с прослоями метабазитов. В верхней части свиты залегают переслаивающиеся пачки карбонатных пород (известняки, сланцы, доломиты). Мощность свиты 2600 м.

В составе верхней горбылокской свиты преобладают основные эффузивы (метадиабазы, диоритовые порфириты), их туфы

с прослоями туфогенно-известковых песчаников, сланцев и известняков. В меньшем количестве встречаются амфиболиты, празиниты и различные ортосланцы. Мощность верхней свиты 3000 м.

Таким образом, общая мощность горбылокской серии достигает 5600 м.

В бассейне р. Бамбукоя С. П. Смеловский выделяет бамбукойскую толщу, являющуюся аналогом нижней горбылокской свиты Л. И. Салопа и Д. Жалсабона. В составе этой толщи, кроме кислых эффузивов, присутствуют двуслюдяные мусковитово-кварцевые, биотитово-альбитово-кварцевые, магнетитово-кварцево-мусковитовые сланцы с редкими прослоями кварцитов и межформационных конгломератов. Последние имеют светло-серый цвет, хорошо окатанную гальку размером 1—3 см, состоящую из темно-серых тонкозернистых фельзитов и светло-серых кварцевых порфиров. Цемент конгломератов базальный, хлорито-серицитово-кварцевого состава. Мощность прослоя конгломератов определяется в 150 м.

Пара- и ортопороды гаргинской и горбылокской серий в контакте с прорывающими их более поздними интрузиями верхнего протерозоя и нижнего палеозоя испытывают заметные изменения (диафорез); наблюдается развитие альбита, эпидота, актинолита, хлорита, серицита. Мощность пояса экзоконтактных изменений различна (от нескольких метров до сотен метров) и зависит от многих причин — крутизны поверхности контакта, состава пород и др.

Сопоставляя кратко охарактеризованные серии нижнепротерозойских пород Северо-Западного Забайкалья и соседних районов Байкальской горной области, нетрудно убедиться в их значительном сходстве. Так, гаргинская серия имеет много общих черт с муйской серией, а горбылокская — с киянской толщей Л. И. Салопа (1958з). Так как киянская толща залегает согласно на муйской серии, то вполне допустимо считать, что в разрезе нижнего протерозоя горбылокская серия находится выше гаргинской.

С нижнепротерозойскими толщами в бассейнах рек Амалата и Ципикана связаны высокоглиноземистые породы (дистеновые, силлиманитовые сланцы), в других местах они вмещают многочисленные пегматитовые инъекции (бассейны рек Гарги и Ципикана). В пегматитах установлены проявления слюды — мусковита, а также молибдена и других редких металлов.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Верхнепротерозойские осадочно-метаморфические толщи в Северо-Западном Забайкалье изучены гораздо лучше, чем охарактеризованные выше нижнепротерозойские. В верхнем протерозое происходило накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ, разрезы которых в разных структурно-фациальных зонах отличаются известным своеобразием. Выделяются следующие структурно-фациальные зоны (рис. 14): Селенгинская, Курбинская, Икатская, Катерская и Уакитская (Салоп, 1958д).

Селенгинская зона

Селенгинская зона приурочена к западной краевой части Забайкальской эвгеосинклинали и охватывает Морской хребет, низовья рек Турки и Селенги. Л. И. Салоп (1958з) установил здесь следующую последовательность отложений (снизу, мощность в метрах):

1. Итанчинская свита. Различные сланцы, кварциты с метаморфизованными гравелитами в основании 500—1000
2. Бурлинская свита. Белые и серые кристаллические известняки и доломиты с редкими прослоями графитовых сланцев 2500—3000

3. *Дабатская свита*. Кварциты, хлоритовые, серицитовые и кремнистые сланцы, переслаивающиеся с актинолитовыми ортосланцами и железистыми диабазами (рис. 15). Видимая мощность >1500

Этот разрез в последние годы изучался Л. Н. Малышевой, А. А. Карбаиновым и Г. М. Яценко.

Итанчинская свита, по данным этих исследователей, залегает на сильно катаклазированных гнейсовидных гранитоидах и содер-

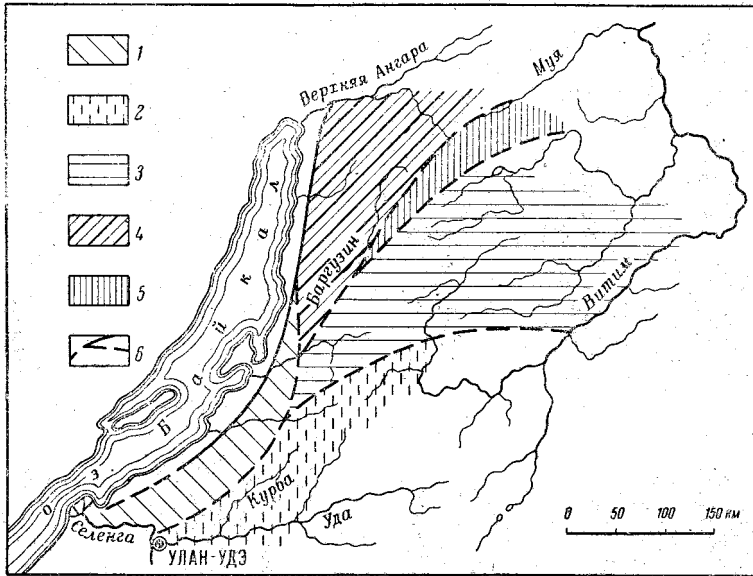


Рис. 14. Схема расположения структурно-фациальных зон центральной части верхнепротерозойской эвгеосинклинали Байкальской горной области

Зоны: 1 — Селенгинская; 2 — Курбинская; 3 — Икатская; 4 — Катерская; 5 — Укайтская; 6 — предполагаемые границы эвгеосинклинали и структурно-фациальных зон

жит их окатанные обломки. Наиболее детально разрез этой свиты изучен по р. Кике, где Л. Н. Малышева установила следующую последовательность напластования (снизу, мощность в метрах):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Серые среднезернистые биотитовые парагнейсы с редкими прослоями карбонатных пород. Видимая мощность | 700 |
| 2. Темно-зеленые и черные мелко- и среднезернистые амфиболиты | 75—80 |
| 3. Темно-серые мелкозернистые биотитовые, биотитово-роговообманковые сланцы, песчаники и известняки | 100 |
| 4. Частое тонкое переслаивание мелкозернистых биотитизированных гессчаников, кварцево-биотитовых сланцев и известняков, иногда послойно метаморфизированных лейкократовыми мелкозернистыми гранитами, пегматитами, на контакте с которыми появляются гранатово-скаполитовые скарны, роговики и гранатово-биотитовые гнейсы | около 100 |
| 5. Мелкогалечные темно-серые с буроватым оттенком конгломераты | 55—60 |
| 6. Частое тонкое переслаивание известняков, кварцево-биотитовых и кремнисто-карбонатных сланцев | 25—30 |
| 7. Серые и белые мелко- и среднезернистые мраморы. Видимая мощность | 450—500 |

По простиранию итанчинская свита прослежена почти на 20 км вдоль юго-восточного склона Морского хребта в верховьях рек Халдея, Большой Замарайки и Малой Замарайки.

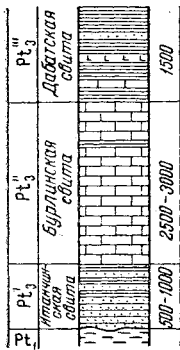
Бурлинская свита, сложенная карбонатными породами, выделяется в бассейнах рек Кики и Хаима, в низовьях р. Бурли, в верховьях р. Халдея. Среди карбонатных пород преобладают известняки: белые массивные в нижней части свиты, а серые и слоистые с прослоями сланцев — в верхней ее части. По р. Кике в темных известняках встречены оолитоподобные образования, напоминающие онколитовые водоросли. В контакте с гранитоидами они скарнированы. Из

Селенгинская зона

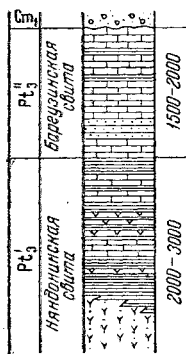
К а т е р с к а я з о н а

Бассейны рек Катеры и Янчуя
(Л.М. Салоп)

Морской хребет
(Л.М. Салоп, Б.А. Аверьянов)



Бассейн р. Тамгуды
(А.В. Колесников, Е.М. Анцимова,
В.Г. Белогаченко и А.С. Ескин)



Бассейн р. Катеры
(Л.Ч. Шобогоров)

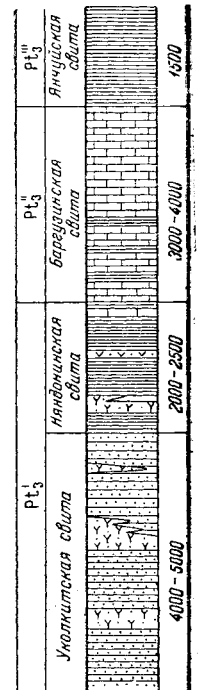
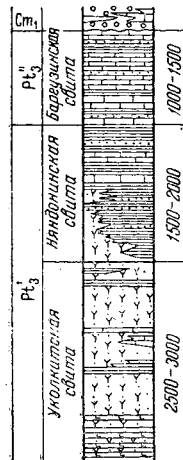


Рис. 15. Стратиграфические колонки верхнего

1 — мраморизованные известняки и доломиты; 2 — сланцы различного ники; 4 — средние эффузивы и их туфы; 5 — кислые эффузивы и их слан

новообразований в контактовых породах отмечены диопсид, форстерит, серпентин, тремолит, скаполит, тальк, графит, мусковит, редко воластонит.

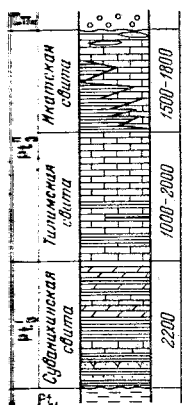
Дабатская свита залегает согласно на бурлинской. Развита она в среднем течении р. Бурли и по рч. Дабатою и слагает ядро синклинальной складки. Эта свита представлена сланцами различного состава и эффузивами. Среди сланцев выделяются хлоритовые, серицитовые, кремнистые, кварцитовые и слабо метаморфизованные глинистые разновидности. Они имеют зеленоватую окраску и ясно выраженную слоистость. В виде прослоев и линз встречаются сильно рассланцованные зеленокаменные эффузивы (диабазы). Изредка в сланцах присутствуют тонкие прослой кварцитов и кристаллических известняков.

Приведенный разрез трехчленного комплекса довольно существенно отличается от разрезов верхнего протерозоя других районов Байкальской горной области меньшей мощностью и несколько иным составом пород. Возможно, это различие обусловлено близостью области сноса — Байкальской глыбы. Но вместе с тем и возрастное положение итанчинской серии (свиты) является дискуссионным. Она несомненно моложе гнейсовидных гранитов Pt_1 , но отнесение ее к верхнему

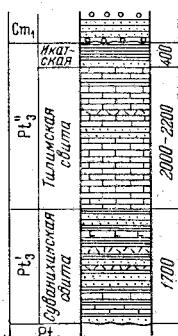
Итанская зона

Уакильская зона

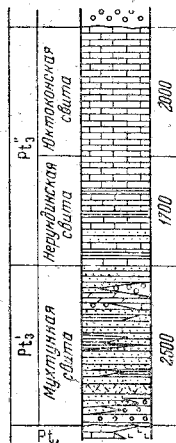
● Большая часть
Итанского хребта
● Руднев, В. Г. Беличенко,
П. М. Хренов и др.)



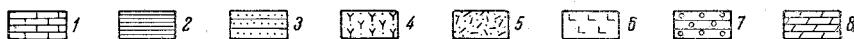
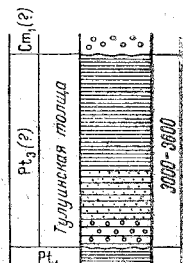
Водораздел
Чина-Малый Амалят
(П. В. Осокин, Н. Э. Воиш)



Южно-Мульский
хребет
(Д. Жалсабон)



Левобережье
р. Витима
(С. П. Сметловский)



протерозоя Северо-Западного Забайкалья

состава; 3 — метаморфизованные полимиктовые и кварцевые песчаники; 6 — основные эффузивы; 7 — конгломераты; 8 — карбонатные

протерозою условно. При обосновании верхнепротерозойского возраста этой серии Л. И. Салоп (1958а) указывает на прорывание ее гранитоидами баргузинского комплекса. Однако возраст последних во многих участках Байкальской горной области в настоящее время ставится под сомнение.

В связи с этим, а также учитывая трудности проведения границы между описанным комплексом условного верхнего протерозоя и заведомо нижнекембрийскими отложениями южной части Витимского плоскогорья, П. М. Хренов и В. Г. Беличенко считают, что геосинклинальные образования нижнего кембрия развиты значительно шире, чем считалось прежде, и, возможно, достигают на западе района Морского хребта.

Курбинская зона

Эта зона включает отложения, развитые в бассейне р. Курбы и в верховьях р. Турки, возраст которых остается дискуссионным. Одни исследователи, основываясь на старых наблюдениях, относят эти отложения к верхнему протерозою (Л. И. Салоп, И. М. Ширококов, К. П. Калинин), выделяя мылдыгенскую и курбинскую свиты, другие (В. Г. Беличенко, П. М. Хренов, Д. В. Ветров, Л. Н. Малышева, Ю. А. Чернов) считают эти образования нижекембрийскими и сопоставляют их с химгильдинской и олдындинской свитами нижнего кембрия. Так как часть разреза мылдыгенской свиты, по новым данным, является бесспорно нижекембрийской, а другая часть остается условно в верхнем протерозое, то при разработке унифицированной легенды к Прибайкальской серии геологических карт было решено переименовать мылдыгенскую свиту в балбагарскую, включив в последнюю условно верхнепротерозойские отложения. Что касается отложений, подстилающих заведомо нижекембрийские известняки с археоциатами, то они выделены в химгильдинскую свиту $Ст_1$ (см. раздел «Кембрийские образования Северо-Западного Забайкалья»).

Балбагарская (мылдыгенская) свита впервые была описана И. М. Широковым в бассейне рек Курбы и Оны. Позже эти отложения изучались Б. Н. Одокием, Л. Н. Малышевой, П. М. Хреновым и были включены в балбагарскую свиту ($Pt_3 - Ст_1$).

В нижней части свиты залегают кислые эффузивы и их туфы, представленные метаморфизованными кварцевыми порфирами, альбитизированными порфирами. На эффузивах лежат кварцевые и полимиктовые песчаники зеленоватого и зеленовато-серого цвета. В перекристаллизованной и ороговикованной массе песчаников, имеющей гранобластовую структуру, наблюдаются реликтовые участки с бластоалевритовой и бластопсаммитовой структурой. На контактах с гранитоидами в песчаниках образуются гранат, хлорит, эпидот, моноклинный пироксен.

Более широко распространены сланцы и роговики, которые к нижележащим песчаникам имеют постепенный переход. Сланцы — тонкозернистые, полосчатые или массивные породы серого, темно-серого, зеленовато-серого и зеленоватого цвета. По составу выделяются кордиеритово-биотитово-кварцевые, биотитово-серицитово-кварцевые, мусковитово-биотитово-кварцевые и углисто-кварцевые сланцы. Структура их лепидогранобластовая с участками микролепидобластовой и микрогранобластовой.

Роговики и ороговикованные сланцы представляют собой зеленые, зеленовато-серые, до темно-серых, массивные породы, иногда с полосчатой текстурой. Различаются биотитовые, пироксеновые, роговообманково-пироксеновые, кордиеритово-мусковитово-биотитово-кварцевые, биотитово-андезитово-кордиеритово-кварцевые, гранатово-полевошпатово-пироксеновые, роговообманково-плагноклазовые роговики и сланцы. Структура роговиков микрогранобластовая, реже гетерогранобластовая и бластопорфировидная с микролепидогранобластовой основной тканью. Как правило, роговики приурочены к контактовым ореолам гранитоидных массивов.

Среди сланцев встречаются маломощные прослои и линзы кислых эффузивов и известняков. Мощность балбагарской свиты в бассейне рек Курбы и Оны оценивается в 1500 м.

К балбагарской свите относятся также сланцы, слагающие крылья Ямбуйской синклинали (бассейн р. Турки). Их разрез изучали

К. А. Шахварстова, Д. В. Ветров, А. А. Крупский, Ю. С. Тарасов, В. Г. Беличенко. Здесь преобладают зеленовато-серые карбонатные и филлитовидные сланцы, местами тонко переслаивающиеся между собой. Филлитовидные сланцы имеют кварцево-серицитово-хлоритовый, а в контакте с гранитами кварцево-биотитово-хлоритовый и кварцево-биотитовый состав. В незначительном количестве в них содержатся кордиерит и актинолит.

Структура филлитовидных сланцев микролепидобластовая, текстура полосчатая, сланцеватая. Кроме кварца, хлорита и серицита, в них имеется карбонат, содержание которого различно; местами наблюдаются постепенные переходы филлитовидных сланцев в карбонатные. В отдельных прослоях карбонатные сланцы переходят в кремневые рассланцованные известняки.

Карбонатные сланцы — это зеленовато-серые полосчатые породы с ребристой поверхностью выветривания. Структура их лепидогранобластовая, гранобластовая с участками гранолепидобластовой. Главные породообразующие минералы: карбонат, кварц, серицит, хлорит и биотит. Среди сланцев встречаются измененные рассланцованные фельзит-порфиры:

В контактах с гранитами филлиты и карбонатные сланцы подвергаются ороговикованию и скарнированию, иногда образуются инъекционные гнейсы. Ширина полосы ороговикования значительна, достигает 1—1,5 км. Эти породы имеют роговиковую и микрогранобластовую структуру с новообразованиями биотита, роговой обманки, кордиерита, пироксена, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и эпидота.

Наиболее глубоко метаморфизованные породы описываемой свиты встречаются по кл. Зумбуруки, правому притоку р. Турки. Здесь развиты биотитовые гнейсы, актинолитово-карбонатные породы и графитовые мраморы, которые К. А. Шахварстова относил к архею. Высокая степень контактового метаморфизма на этом участке связана с воздействием роговообманково-биотитовых и мелкозернистых биотитовых, часто гнейсовидных, гранитов условно нижнепалеозойского возраста.

Видимая мощность балбагарской свиты по р. Ямбуу оценивается в 1500 м.

Курбинская свита представлена известняками с прослоями сланцев и песчаников. Между курбинской и нижележащей балбагарской свитами залегает переходная пачка мощностью в несколько метров, состоящая из тонко переслаивающихся известняков и сланцев. Известняки белые, голубоватые, серые, иногда почти черные, средние и крупнозернистые, реже мелкозернистые. Слоистость в них наблюдается редко, так же как и псевдоолитовая структура. В контактах с гранитоидами известняки значительно мраморизованы, а в разновидностях с песчано-глинистой примесью образуются тремолит, мусковит, пироксен, флогопит. Видимая мощность курбинской свиты в разных участках различна (от 500 до 1200 м), так как не везде имеется полный ее разрез.

В бассейне р. Ямбуя к курбинской свите отнесена мощная пачка тонкозернистых, в различной степени метаморфизованных известняков, слагающих ядро Ямбуйской синклинали. В верхней части разреза имеются прослои филлитовидных и карбонатных сланцев мощностью от 20 до 100 м. Кроме того, примерно в средней части разреза выделяются линзы известняковых конгломератов мощностью 20—30 м. Галька размером 3—5 см представлена исключительно известняками, цемент — карбонатом. В контакте с гранитоидами известняки превращены в мраморы, иногда наблюдаются эпидотизация и актинолитизация.

ция. Видимая мощность известняков по р. Ямбую разными исследователями оценивается по-разному: от 700 до 2000 м.

Принадлежность балбагарской и курбинской свит к верхнему протерозою еще не доказана. Возможно, они относятся к нижнему кембрию (В. Г. Беличенко, Д. В. Ветров, П. М. Хренов), так как, кроме литологического сходства с нижнекембрийскими толщами, в пользу этой точки зрения свидетельствуют и другие данные (см. очерк «Кембрийские отложения Северо-Западного Забайкалья»). Так, абсолютный возраст филлитовидных сланцев балбагарской свиты из бассейна р. Ямбуя определен калий-аргоновым методом в 520—570 млн. лет¹, что соответствует нижнему кембрию. В известняках курбинской свиты по кл. Могой, левому притоку р. Курбы, были встречены трудноопределимые органические остатки, напоминающие губок или археоциат (Беличенко, Чернов, Журавлева, 1960). Кроме того, выходы балбагарской и курбинской свит лежат на простирании складок нижнего кембрия. Но так как взаимоотношения описанных свит с заведомо нижнекембрийскими не установлены, вопрос о возрасте рассмотренных свит в целом остается открытым.

Икатская зона

Икатская зона включает Икатский хребет, верховья р. Витима, бассейны рек Горбылка, Малого Амалата и Большого Амалата. Первые сведения о геологии этого района были получены при маршрутных исследованиях П. А. Кропоткина (1873) и И. А. Лопатина (1895). Позже этот район изучался А. К. Мейстером, В. К. Котульским, Н. И. Свительским и А. А. Деминим, а в послереволюционное время и особенно после Отечественной войны территория Икатской зоны становится объектом планомерных геологических исследований.

Сводный разрез центральной части Икатского хребта опубликован Е. В. Павловским, П. М. Хреновым и В. Г. Беличенко (1954), выделившими в верхнем протерозое шесть свит (снизу): суванихинскую, ивановскую, нижнюю свиту известняков, верхнюю известняково-сланцевую свиту, тактыканскую и сурумакитскую.

В последующем тактыканскую и сурумакитскую свиты, отличающиеся наиболее высоким метаморфизмом и контактирующие с другими свитами по разломам, В. П. Руднев отнес к нижнему протерозою (гаргинская серия), оставив все остальные свиты в верхнем протерозое. При этом ивановскую свиту он включил в суванихинскую, свиту нижних известняков назвал тилимской, а верхнюю известняково-сланцевую — икатской. Однако Е. В. Павловский (1960) по-прежнему остается сторонником верхнепротерозойского возраста тактыканской и сурумакитской свит. До получения новых данных суванихинскую, тилимскую и икатскую свиты следует относить к верхнему, а гаргинскую серию — к нижнему протерозою.

Суванихинская свита, начинающая видимую часть мощного разреза верхнего протерозоя (см. рис. 15), представлена довольно однообразными биотитовыми сланцами, которые выходят на поверхность только в бассейне р. Витимкана, где впервые были выделены П. М. Хреновым и М. Ф. Кузнецовым. Среди сланцев различаются кварцево-биотитовые, биотитовые, биотитово-гранатовые разновидности, которые вблизи гранитных массивов иногда переходят в инъекционные сланцы и гнейсы.

¹ Определение проводилось в Геологическом институте АН УССР группой Н. П. Семененко.

Биотитово-кварцевые сланцы представляют собой темно-серую и черную мелко- и среднезернистую породу с хорошо видимыми чешуйками биотита и зернами кварца. Структура их лепидогранобластовая, текстура сланцеватая. Кроме кварца и биотита, они содержат плагиоклаз, хлорит, серицит, эпидот, из аксессуарных — сфен, циркон и рудный минерал.

Кварцево-биотитово-гранатовые сланцы образуются в контактовых ореолах крупных массивов гранитов, характеризуются присутствием крупных и мелких кристаллов розоватого граната и крупных чешуй биотита.

Биотитово-амфиболовые разновидности сланцев имеют темно-серый или даже черный цвет с зеленоватым оттенком и обычно среднее и крупнозернистое строение. Структура их гранобластовая либо порфиробластовая с роговиковой основной массой. Порфиробласты представлены амфиболом и биотитом.

Видимая мощность суванихинской свиты 1500 м.

Вышележащие породы выделялись П. М. Хреновым и М. Ф. Кузнецовым в ивановскую свиту, но затем В. П. Рудневым обе свиты были объединены в одну — суванихинскую. Сложена ивановская свита кварцево-карбонатными, биотитово-тремолиново-карбонатными, скаполитовыми, кварцево-биотитово-карбонатными, кварцево-кальцитово-хлоритовыми, биотитово-кордиеритово-карбонатными, кварцево-эпидотовыми, диопсидово-биотитовыми сланцами, эпидозитами, мраморами и эффузивами. Все разновидности сланцев обычно переслаиваются между собой. По-видимому, в первичном виде ивановская свита была представлена главным образом карбонатными осадками с различной примесью глинистого и кремнистого вещества.

Мощность ивановской свиты П. М. Хреновым оценивается в 800—1000 м.

На Чина-Горбылокском водоразделе суванихинская свита, по данным М. А. Гладышева, включает, кроме кварцево-биотитовых, кварцево-амфиболовых и кварцево-полевошпатово-хлоритовых сланцев, также песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты, сланцы и эффузивы. Среди песчаников выделяются кварцевые и аркозовые, среди эффузивов — метаморфизованные фельзит-порфиры, ортоамфиболиты, туфы фельзит-порфиров. Песчаники и гравелиты приурочены к нижней части разреза. Конгломераты образуют маломощные, быстро выклинивающиеся линзы максимальной мощностью до 30 м. Галька представлена фельзитами и другими измененными кислыми эффузивами, кварцем и гнейсами.

В верховьях рек Муясына, Сининды и Турокчи суванихинская свита, по данным А. Н. Булгатова, представлена биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, сланцами, пироксеновыми гнейсами с горизонтами кристаллических известняков, песчаниками, конгломератами, эффузивами и их туфами.

Объем и содержание суванихинской свиты в связи с включением в ее состав песчаников, гравелитов и конгломератов, очень сходных с такими же породами бурундинской свиты, в последнее время начали терять четкость. Возможно, что часть терригенных пород, включенных ошибочно в состав суванихинской свиты, относится к бурундинской свите. По мнению В. Г. Беличенко, П. М. Хренова, Ю. А. Чернова, более вероятно, что бурундинская и суванихинская свиты, считающиеся многими геологами разновозрастными, на самом деле одновозрастны и постепенно переходят одна в другую по стратиграфическому разрезу. Последнее предположение может быть обосновано или отвергнуто только в результате сбора дополнительного материала. Но

уже сейчас в его пользу говорят: ясное сходство литологии пород бурундинской и суванихинской свит, что местами затрудняет их разделение; одинаковый метаморфизм отложений этих свит; их единый структурный план; наличие в карбонатных породах суванихинской свиты проблематических органических остатков, обнаруженных М. Ф. Кузнецовым в 1950 г. и предварительно определенных как кораллы (?)¹.

Аналоги суванихинской свиты выделяются также в верховьях р. Чины и в бассейне р. Точеро, левого притока р. Малого Амалата, где они изучались К. П. Калининой, С. Н. Коровиным, Д. С. Шером, В. Г. Беличенко и в последние годы П. В. Осокиным.

Основание суванихинской свиты в этом районе неизвестно. Наиболее полный ее разрез наблюдался П. В. Осокиным по кл. Березовому (снизу, мощность в метрах):

1. Амфиболовые, биотитово-амфиболовые и карбонатные сланцы, превращенные в роговики. Видимая мощность	160
2. Рассланцованные кислые эффузивы (фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты), туфопесчаники, туфогравелиты с прослоями тонкоплитчатых биотитово-хлоритовых сланцев и основных эффузивов	800
3. Амфиболовые сланцы	200
4. Черные плотные, сильно пиритизированные и темно-серые филлитовидные сланцы с прослоями серых мраморов	350
5. Тонкозернистые темно-серые известковые песчаники	120
6. Темно-серые тонкоплитчатые филлитовидные, сильно обохренные и карбонатные сланцы с линзочками глинистых сланцев	20

Для отложений суванихинской свиты в этом районе характерна низкая степень метаморфизма — незначительная перекристаллизация цемента песчаников, пелитового материала глинистых сланцев, основной массы эффузивов. К новообразованиям относятся такие минералы, как биотит, мусковит, хлорит. В контактах с гранитоидами образуются различные роговики и узловатые сланцы.

Видимая мощность суванихинской свиты определяется в 1700 м.

Тилимская свита, включающая главным образом карбонатные породы, развита на обширных площадях в бассейнах рек Витимкана, Горбылка, Витима и Малого Амалата и согласно перекрывает суванихинскую свиту. Она сложена мраморизованными известняками, среди которых различаются крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые, массивные полосчатые и ленточные. Цвет известняков белый или светло-серый, темные разности встречаются реже. Структура их обычно гранобластовая или микрогранобластовая, иногда скрытокристаллическая. Кроме кальцита и доломита (в различных количественных соотношениях), в них присутствуют тремолит, актинолит, диопсид, форстерит, кварц, флогопит, клиноцоизит, брукит, тальк, серпентин и графит.

В известняках содержатся маломощные простои и линзы карбонатных, серицитово-хлоритовых сланцев, амфиболитов, реже песчаников и кислых эффузивов. Кроме того, в известняках тилимской свиты имеются маломощные линзы гематит- и магнетитсодержащих пород и водорослевые горизонты. По кл. Самогдыкану, левому притоку р. Богдарина, в известняках были встречены водоросли, определенные И. К. Королук как *Conophyton* (?).

В последнее время к тилимской свите стали относить так называемые боровские конгломераты, обнажающиеся по левобережью р. Витимкана, на участке от устья р. Каратала до приска Боровского. П. М. Хренов, В. П. Руднев и М. А. Гладышев считали их аналогами

¹ Устное сообщение В. Д. Принады.

бурундинской свиты нижнего кембрия, а по новым данным И. Р. Коробенко и В. Г. Беличенко, эти конгломераты подстилают мощную толщу тилимских известняков. Они состоят из гальки известняков, кварца и реже сланцев и карбонатного или карбонатно-песчаного цемента, местами рассланцованного; размер гальки колеблется от 1—2 до 15—25 см. Конгломераты переслаиваются с карбонатными, филлитовидными и кремнисто-карбонатными сланцами и известковистыми песчаниками, местами содержат линзы известняков. Мощность конгломерато-известняково-сланцевой пачки достигает 1500 м. Вверх по разрезу конгломераты постепенно переходят в кремовые известняки тилимской свиты. Мощность тилимской свиты в разных участках Икатской зоны различна: в бассейне р. Витимкана 1000 м, по р. Малому Амалату 1800 м, в бассейне р. Богдарина 2000—2200 м.

Икатская свита отличается большой пестротой состава и фациальной изменчивостью. Она распространена в центральной части Икатского хребта, на водоразделах Витим—Витимкан и Усой—Малый Амалат.

Наиболее хорошо икатская свита изучена в бассейне рч. Иката Гаргинского. Разрез ее здесь начинается с филлитовидных серицитово-хлоритовых сланцев с линзами кремнистых и кремнисто-карбонатных марганецсодержащих сланцев. Контакт с подстилающими известняками нерезкий, между ними выделяется маломощная переходная пачка черных карбонатных и хлоритово-карбонатных сланцев. Филлитовидные сланцы окрашены в темно-серый цвет с зеленоватым оттенком, имеют шелковистый блеск. Текстура их сланцеватая, иногда полосчатая. По минеральному составу выделяются хлоритово-серицитово-кварцевые, серицитово-хлоритово-углисто-карбонатные, серицитово-кварцево-карбонатные, карбонатно-биотитово-хлоритово-кварцевые сланцы.

В контакте с гранитами сланцы приобретают массивную, пятнистую и полосчатую текстуру и более крупнозернистую структуру. В составе их значительную, а местами ведущую роль играет биотит, иногда актинолит. Почти повсеместно содержат пирит и пирротин, кристаллы которого или беспорядочно разбросаны, или концентрируются в полосы, согласные со слоистостью. Мощность филлитовидных сланцев колеблется от 0 до 200 м.

Вышележащая пачка пород представлена карбонатными и графитово-карбонатными сланцами черного цвета. Текстура их сланцеватая, полосчатая, реже очковая; структура бластоалеврито-пелитовая, скрытокристаллическая. Породообразующими минералами являются кальцит, кварц и углисто-графитовое вещество; второстепенными — серицит, хлорит, гранат, пирит. Среди сланцев выделяются линзы светло-серых полосчатых мраморизованных известняков мощностью до 50 м. Мощность пачки карбонатных сланцев колеблется от 0 до 220 м.

Более широко распространены серицитово-кремнисто-карбонатные и тремолитово-кремнисто-карбонатные сланцы, отличающиеся от других сланцев более светлой окраской. Текстура их сланцеватая, полосчатая, иногда массивная; структура бластоалевритовая, гранолепидо-бластовая и роговиковая. Среди сланцев выделяются следующие разновидности: серицитово-кварцевые, серицитово-кварцево-карбонатные, тремолитово-кварцевые, родонитово-гранатово-тремолитовые, карбонатно-диопсидово-гранатовые. Первоначально это были, вероятно, алевриты преимущественно с карбонатным и реже марганецсодержащим цементом. Мощность описанной пачки колеблется от 0 до 300 м.

Как переходная ступень от алевритов к карбонатным породам выделяется пачка верхних карбонатных сланцев мощностью до 150 м.

Верхняя часть икатской свиты сложена мраморизованными известняками, которые по правобережью рч. Иката полностью замещают по простиранию выклинивающиеся пачки сланцев и ложатся непосредственно на известняки тилимской свиты. Икатские известняки имеют светло-серую окраску, но среди них нередко встречаются темно-серые битуминозные разновидности. Текстура массивная, иногда полосчатая и пльчатая. На различных стратиграфических уровнях спорадически появляются брекчиевидные разности. Структура известняков неравномернозернистая, гранобластовая, мозаичная (в доломитах).

В верхней части разреза в мраморизованных известняках имеются прослои и линзы черных карбонатных и кварцево-углистых сланцев. В 1951 г. А. Ф. Коржинским в этих известняках были найдены остатки водорослей *Newlandia shorica* Краспор. (определение В. П. Маслова), известные также в верхнепротерозойских осадках Горной Шории (Радугин, 1952).

Общая мощность икатской свиты в бассейне рч. Иката достигает 1650 м.

На водоразделе Витим — Витимкан, по данным П. М. Хренова и М. А. Гладышева, разрез икатской свиты (снизу) начинается мощным горизонтом известковых сланцев с прослоями и линзами филлитовидных, карбонатно-кварцевых, амфиболовых и кварцево-биотитово-плагноклазовых сланцев, ленточных мраморов. На известковых сланцах залегают мраморы, венчающие разрез икатской свиты.

В верховьях рек Сайвани, Ауакита в известковых сланцах наблюдаются довольно мощные пачки кварцево-амфиболовых сланцев, изредка амфиболитов. В контакте с гранитоидами в известковых сланцах отмечены диопсид, цоизит, гранат, эпидот, скаполит, амфибол, а в терригенных породах — кордиерит, мусковит, андалузит и гранат. В некоторых участках образуются амфиболово-гранатовые и амфиболово-пироксеновые скарны. Мощность сланцевой части икатской свиты на водоразделе Витим — Витимкан оценивается в 800—1000 м, а мощность известняков остается неопределенной.

На водоразделе Усой — Малый Амалат аналоги икатской свиты представлены черными и зеленовато-серыми углисто-карбонатными, филлитовидными серицитово-хлоритовыми сланцами, песчаниками с подчиненными прослоями черных известняков. Разрез этой толщи по кл. Средней Якше, по данным П. В. Осокина, следующий (снизу, мощность в метрах):

1. Белые и серые известняки тилимской свиты постепенно сменяются темно-серыми, черными полосчатыми известняками, которые переходят в черные карбонатные сланцы	17
2. Зеленовато-серые тонкоплитчатые филлитовидные глинистые сланцы	8
3. Зеленовато-серые, серые полимиктовые тонкозернистые песчаники	14
4. Зеленовато-серые до черных тонкополосчатые сланцы и глинистые сланцы	58
5. Тонко пересланяющиеся песчаники и глинистые сланцы	30
6. Зеленовато-серые тонкозернистые песчаники, алевролиты, сланцы с прослоями битуминозных известняков	100
7. Серые, черные, зеленовато-серые, зеленатовые филлиты и слюдисто-карбонатные сланцы	75
8. Серые, зеленовато-серые полимиктовые песчаники	25

Метаморфизм этих пород низкий и не выходит за пределы изменений, свойственных эпизоне. В контакте с прорывающими гранитоидами развиты роговики, скарнированные породы и узловатые сланцы.

Общая видимая мощность икатской свиты П. В. Осокиным оценивается в 400 м, но, судя по всем данным, это не полная мощность.

Вопрос о возрасте свит, выделенных на водоразделе Усой — Малый Амалат, является дискуссионным. К. П. Калинина, А. К. Гусева,

М. А. Гладышев относили их к нижнему кембрию, С. Д. Шер, В. Г. Беличенко и др. — к верхнему протерозою. По данным спорово-пыльцевого анализа, сланцы икатской свиты датируются как пермокарбон (Осокин, 1959). Эти данные находятся в резком противоречии с геологическими материалами и требуют серьезной проверки.

Верхнепротерозойские отложения Икатской структурно-фациальной зоны, как показывает приведенное описание свит, являются образованиями эвгеосинклиналиного типа. Для них характерны: большая мощность (около 500 м), обилие эффузивов, интенсивная дислоцированность и метаморфизм, связанный с внедрением разнообразных интрузивных пород, образующих громадные по площади плутоны.

Катерская (Баргузинская) зона

Эта зона включает северо-восточную часть Баргузинского хребта, бассейны рек Баргузина, Томпуды, Верхней Ангары и Катеры (см. рис. 14). Взгляды исследователей на стратиграфию докембрия и нижнего палеозоя этого района во многом противоречивы.

Впервые метаморфические породы этого района описал П. Эскола, который относил их к альгонкию и сравнивал с зеленосланцевой фацией докембрия Финляндии.

Сводный стратиграфический разрез для Ангаро-Баргузинской горной страны был дан В. В. Домбровским в 1939 г. В основание разреза он поместил архейскую баргузинскую свиту с оговоркой, что имеются данные о ее видимом налегании на верхнепротерозойскую няндонинскую свиту. Н. И. Фомин отнес баргузинскую свиту к нижнему протерозою, отмечая меньшую степень ее метаморфизма по сравнению со слюдянской свитой архея. Няндонинскую свиту он считал верхнепротерозойской или нижнекембрийской и сопоставлял ее с трехчленным байкальским комплексом. Л. И. Салоп (1958з) относит баргузинскую и няндонинскую свиты к верхнему протерозою и указывает, что высокий метаморфизм баргузинской свиты обусловлен «регионально-контактовым» воздействием верхнепротерозойских гранитоидов.

С. А. Гурулев в основание нормального разреза помещал наминскую свиту (Pt_1). По мнению этого исследователя, разрез верхнего протерозоя начинается няндонинской свитой, включающей конгломераты, песчаники, известняки, в которых впоследствии была найдена нижнекембрийская фауна (Шобогоров, 1956). Выше залегает толща собственно няндонинских пород, переходящих по разрезу в баргузинскую свиту.

После находки в бассейне р. Бирамы фауны нижнего кембрия П. Ч. Шобогоров, не меняя намеченной С. А. Гурулевым последовательности свит, отнес наминскую свиту к верхнему протерозою, а все вышележащие свиты — к нижнему палеозою¹.

Материалы, полученные в последние годы А. В. Колесниковым, З. М. Анисимовой, П. Ч. Шобогоровым, В. И. Навиль, В. Г. Беличенко, А. С. Ескиным, Л. И. Салопом и другими исследователями, позволяют составить для Катерской зоны следующий разрез верхнего протерозоя (снизу, мощность в метрах):

1. *Уколкитская свита.* Зеленовато-серые, красновато-бурые метаморфизованные песчаники, часто туфогенные, с редкими горизонтами кислых и средних эффузивов и их туфов. Иногда песчаники переходят в гравелиты или мелкогалечные конгломераты. Основание свиты неизвестно. Видимая мощность не менее

4000—5000

¹ Впоследствии П. Ч. Шобогоров отказался от этой точки зрения.

2. *Няндонская свита*. Различные сланцы и метаморфизованные алевролиты с пачками известковистых филлитов и отдельными прослоями известняков. Изредка встречаются туфы и эффузивы 2000—3000

3. *Баргузинская свита*. Известняки, часто пересланяющиеся с углистыми и филлитовидными сланцами. В зонах интенсивного метаморфизма — мраморы с графитом, биотитово-гранатовые сланцы и гнейсы 1500—4000

4. *Янчуйская свита*. Серицитовые сланцы с порфиробластами сидерита или анкерита. В зоне контактового метаморфизма они превращены в биотитовые, биотитово-гранатовые, двуслюдяные, дистеново-гранатовые и другие кристаллические сланцы (см. рис. 15). Видимая мощность не менее 1500

Наиболее полный разрез этой серии установлен в бассейне р. Катеры, левого притока р. Верхней Ангары; юго-западнее, в центральной части Баргузинского хребта, верхи разреза не сохранились.

Уколкитская свита, изученная детально П. Ч. Шобогоровым, развита по рекам Уколкиту, Амнунде, Огеми, по левобережью среднего течения р. Няндони. Разрез начинается с однообразных туфовых песчаников и сланцев видимой мощностью 700—1000 м. Выше появляются плотные зеленокаменные основные и средние эффузивы. Последние часто пересланяются с туфами. Верхняя часть свиты представлена однообразной толщей ороговикованных туфов, туфопесчаников и туфосланцев мощностью 1200—1500 м с прослоями известняков и сланцев.

Туфы имеют кристаллокластическую или бластокристаллокластическую структуру, массивную, реже сланцеватую текстуру. Обломки угловатой, реже округлой формы представлены полевыми шпатами и кварцем. Цементирующая масса состоит из хлорита, кварца и полевых шпатов. Текстура туфосланцев сланцеватая, а структура часто переходная от кристаллолитокластической к микролепидогранобластовой с элементами порфиробластовой. Последняя обусловлена идиоморфизмом плагиоклазов и наличием обломков эффузивных пород. Основная масса — мелкозернистый кварцево-полевошпатовый агрегат. Полевой шпат часто почти полностью замещен хлоритом, серицитом, иногда карбонатом.

Туффиты и туфопесчаники имеют псаммитовую, алевролитовую, иногда литокластическую структуру. Цементом служит серицитизированный, иногда хлоритизированный тонкозернистый материал. Среди туфопесчаников встречаются неправильные линзообразные тела туфобрекчий, обломочная часть которых состоит из диабазовых порфиритов, диабазов, миндалекаменных порфиритов, эпидитовых и хлоритовых сланцев. Цемент представлен туфогенным материалом и составляет от 40—50 до 80—90% объема породы. Обломки не отсортированы.

Эффузивы тяготеют к низам свиты, среди них выделяются диабазовые порфириты, диабазы и спилиты. Диабазовые порфириты представляют собой плотную афанитовую породу, обладающую порфиоровой структурой с пилотакситовой структурой основной массы, которая сложена микролитами альбита, карбонатом, хлоритом, серицитом, реже амфиболом. Фенокристы оливина, пироксена и плагиоклаза полностью замещены.

Диабазы имеют диабазовую, иногда офитовую структуру, причем плагиоклаз часто альбитизирован, сосюритизирован, иногда амфиболлизирован.

Спилиты обладают миндалекаменной структурой с пилотакситовой основной массой. Текстура их флюидальная. Основная масса сложена микролитами альбита и листочками хлорита с ясной параллельной ориентировкой. В основной массе видны округлые и овальные миндалины, выполненные халцедоном, иногда хлоритом и карбонатом. В бассейне р. Амнунды и в среднем течении р. Намамы наблюдалась

шаровая текстура спилитов, что указывает на подводные излияния. В некоторых местах сильно измененные диабазы имеют облик амфиболовых, серицитово-хлоритовых, эпидотовых сланцев, для которых характерны реликтовые таблички альбитизированного плагиоклаза и повышенное содержание сфена и лейкоксена.

В контактах с прорывающими гранитоидами витимканского комплекса (Pz_1) породы уколкитской свиты ороговикованы.

Няндонинская свита распространена по правобережью р. Няндони, в бассейнах рек Катеры, Уколкита, Сининды, Топо, в верховьях рек Бирамы и Намамы. Резкой границы между уколкитской и няндонинской свитами нет. В нижней части няндонинской свиты присутствуют эффузивы, аналогичные эффузивам уколкитской свиты. Наибольшим развитием они пользуются в верховьях Намамы и Бирамы, в низовьях Топо и Ниромакита, выклиниваясь к северо-востоку.

Наиболее детально разрез няндонинской свиты изучен по руч. Ниромакиту, левому притоку р. Томпуды, пересекающему свиту вкрест простирания. Разрез начинается метаморфизованными эффузивами, туфосланцами и туфопесчаниками. Выше они сменяются кварцево-серицитово-хлоритовыми, кварцево-биотитово-серицитовыми, кварцево-карбонатными сланцами, местами превращенными в кварцево-биотитово-амфиболовые, кварцево-амфиболово-пироксеновые роговики. Мощность этой пачки сланцев равна 1500 м. Сланцы сменяются темно-серыми и серыми мелко- и среднезернистыми пелитоморфными известняками мощностью 200—250 м. В верховьях руч. Ниромакита обнажаются кварцево-биотитово-гранатовые, кварцево-биотитово-серицитовые, кварцево-биотитово-хлоритовые сланцы с пластовыми телами эффузивных пород и единичными маломощными прослоями известняков.

Еще выше по разрезу в сланцах все чаще появляются прослои известняков, мощность которых постепенно увеличивается. Здесь наблюдается частое переслаивание среднезернистых известняков с гранатово-биотитовыми, эпидотово-роговообманково-биотитовыми сланцами и метаморфизованными эффузивами. В верхней части пачки появляются прослои кварцево-углистых сланцев (микрокварцитов), которые вблизи контакта с гранитоидами баргузинского комплекса становятся светлее вследствие концентрации распыленного углистого вещества в чешуйки графита.

На водоразделе ручьев Ниромакита и Левого Топо известняки постепенно переходят в светло-серые мраморы с прослоями серых среднезернистых кварцитов, биотитово-роговообманковых и актинолитово-гранатовых сланцев. Эта пачка мощностью 800—900 м является переходной от существенно сланцевой няндонинской свиты к существенно карбонатной — баргузинской. В приконтактной полосе с гранитоидами (Pt_3) и в небольших ксенолитах няндонинская свита представлена биотитовыми, биотитово-роговообманковыми, двуслюдянными, гранатово-биотитово-роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность няндонинской свиты в этом районе достигает 3000 м.

Баргузинская свита, которая, как указывалось, постепенно сменяет няндонинскую, слагает ядро Баргузино-Катерского синклинория и широко распространена в вершинной части Баргузинского хребта.

В зонах контактового воздействия гранитоидов баргузинского комплекса отложения баргузинской свиты оказались высокометаморфизованными на значительной площади. В связи с этим преобладающими породами свиты являются кристаллические известняки с углестым веществом и чешуйками графита, кварциты, кальцифиры форсте-

рит-пироксенового состава, биотитовые, биотитово-роговообманковые, биотитово-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, которые образуют прослои в известняках. Непосредственно в контакте перечисленных пород с верхнепротерозойскими гранитами возникли инъекционные гнейсы.

В слабо метаморфизованных известняках иногда прекрасно сохраняются водоросли и ясная оолитовая структура. Водоросли относятся преимущественно к группе онколитов.

Янчуйская свита имеет весьма незначительное распространение и выделяется только в бассейне рек Катеры и Янчуй (Салоп, 1956а, б). Для нее характерны серицитовые сланцы с порфиробластами сидерита и анкерита. Это тонкослоистые сланцеватые породы серого и буровато-серого цвета с шелковистым блеском и многочисленными включениями округлых зерен сидерита (или анкерита) размером 1—4 мм. Они переслаиваются с серицитово-карбонатными, серицитово-хлоритовыми сланцами. Изредка в разрезе янчуйской свиты встречаются сланцы с примесью туфогенного материала. В зоне интенсивного контактового метаморфизма отмечены биотитовые, биотитово-гранатовые, двуслюдяные, дистеново-гранатовые и другие кристаллические сланцы. Янчуйская свита венчает собой разрез верхнего протерозоя Катерской зоны.

Отложения вышеописанных свит собраны в складки северо-восточного простирания. В бассейне р. Катеры, в нижнем течении р. Няндои наблюдается крутой поворот складок на северо-запад.

Верхнепротерозойский возраст мощной катерской осадочно-вулканогенной серии определяется тем, что она со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия, а ее разрезы вполне сопоставимы с разрезами верхнего протерозоя других районов Байкальской горной области. Правильность интерпретации стратиграфической последовательности этих свит подтверждается изучением явлений многофазного метаморфизма (Салоп, 1958з; Беличенко, Ескин, Анисимова, 1959; Шобогоров, 1960).

Уakitская зона

Эта зона охватывает Южно-Муйский хребет и бассейн р. Ципы (см. рис. 14). Наиболее изученным считается разрез верхнего протерозоя по р. Уакиту (Салоп, 1958з). Здесь выделяются снизу (см. рис. 15):

1. Мухтунная свита залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на образованиях нижнего протерозоя. В основании свиты лежат базальные конгломераты мощностью 400—500 м. Выше разрез представлен зеленовато-серыми, буроватыми метаморфизованными песчаниками, полимиктовыми, реже туфогенными конгломератами и туфоконгломератами с прослоями сланцев. В верхней части свиты имеются отдельные прослои черных известняков, нередко водорослевых и оолитовых. Иногда встречаются маломощные пропластки кислых эффузивов (альбитизированных кварцевых порфиров и кератофиров) и их туфов.

Базальные конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки размером от 2 до 20 см, представленной кварцевыми и фельзитовыми порфирами, карбонатными сланцами, кварцевыми и бескварцевыми кератофирами, диоритовыми порфиритами, фельзитами, метадиабазами, микропегматитами, туфопесчаниками, лейкократовыми гранитами, кварцем, известняками; цемент песчано-карбонатный.

Среди песчаников, кроме полимиктовых, выделяются кварцевые, аркозовые и карбонатные, среди сланцев — кварцево-биотитовые, кварцево-мусковитовые, филлитовидные, кварцево-углистые разновидности. В контакте с прорывающими гранитоидами образуются узкие гнейсовые зоны, составленные биотитовыми, биотитово-роговообманковыми и роговообманковыми, иногда очковыми гнейсами. Мощность мухтунной свиты 2000—3000 м.

2. Нерундинская свита в нижней части характеризуется частым переслаиванием известняков, сланцев и песчаников, а в верхней — сложена темными, часто массивными известняками. Нередко известняки оолитовые, водорослевые, но встречаются также обломочные и конгломератовидные. Местами известняки замещаются светло-серыми криптокристаллическими доломитами. Водоросли относятся преимущественно к группе онколитов, более редки строматолиты. Сланцы черные, кварцево-углистые, сильно пиритизированные и филлитовидные. В контакте с гранитоидами известняки мраморизованы. Мощность нерундинской свиты более 1500 м.

3. Юктоконская свита в основном состоит из светло-серых, серых, иногда белых, кремовых и темно-серых доломитов, реже фиолетово-розовых и кремово-желтых доломитизированных мергелистых известняков. Встречаются массивные водорослевые известняки со строматолитами и онколитами. Исключительно редко, как указывает Л. И. Салоп (1958з), среди доломитов залегают единичные покровы спилитов (гора Юктокон). Доломиты обычно имеют грубозернистое сложение, но встречаются и криптокристаллические. Часто они окрашены. Окремнение выражается в обилии линзочек, жилок и стяжений, согласных со слоистостью доломитов. Видимая мощность свиты 1500—2000 м.

Отложения описанных свит верхнего протерозоя¹ перекрываются с угловым и стратиграфическим несогласием санской серией нижнего кембрия.

К уакитской серии, по-видимому, следует отнести отложения, развитые в бассейне рек Ирокинды и Тулуу (левобережье р. Витима) и выделенные С. П. Смеловским в тулуинскую толщу (см. рис. 15). Эта толща делится на две части: нижнюю — песчано-конгломератовую и верхнюю — сланцевую. Разрез толщи следующий (снизу, мощность в метрах):

1. Темно-зеленые мелкозернистые граувакковые песчаники	50
2. Бурые сланцеватые мергели и серые и зеленовато-серые плотные мелкозернистые доломиты	54
3. Темно-зеленые мелкозернистые граувакковые песчаники и эпидотово-хлоритовые сланцы	200
4. Зеленые и лиловые крупногалечные конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники с маломощными прослоями малиновых сланцев	230
5. Зеленые эпидотово-хлоритовые сланцы, переслаивающиеся с бурыми известковистыми сланцами, с граувакковыми и кварцевыми песчаниками	около 2500
6. Сланцевая толща	около 2000

Стратиграфическое положение тулуинской толщи точно не установлено, так как она залегает в узком грабене и ее нормальные контакты с окружающими толщами не наблюдались.

По литологическому составу тулуинская толща является полным аналогом мухтунной свиты. Однако С. П. Смеловский указывает, что в гальках конгломератов тулуинской толщи присутствуют верхнепротерозойские породы.

¹ К. П. Калинина, изучавшая в 1944—1945 гг. бассейн р. Уакита, считала мухтунную свиту базальной свитой кембрия. Стратиграфическое положение мухтунной свиты в будущем должно быть уточнено.

герозойские габбро и она, возможно, окажется аналогом кадалинской свиты, относимой условно к нижнему кембрию.

С верхнепротерозойскими толщами связаны осадочно-метаморфические проявления марганца (Икатское) и осадочно-эксталяционные — железа и марганца (Васильевское рудопроявление). Кроме того, в составе карбонатных осадков имеются пласты химически чистых известняков и доломитов. В контактах карбонатных пород с прорывающими гранитоидами образуются скарны с молибденом и шеелитом, располагаются рудные поля с шеелитовыми и полиметаллическими жилами и другим оруденением.

Приведенная характеристика протерозойских толщ позволяет сделать некоторые обобщения.

В протерозое в пределах Северо-Западного Забайкалья существовала самостоятельная геосинклиналиная система, пережившая, по-видимому, два этапа развития.

В первом, нижнепротерозойском этапе накапливались мощные преимущественно терригенные (гаргинская серия) и в меньшей мере вулканогенные (горбылокская серия) толщи, претерпевшие затем складчатость, внедрение синорогенных плутонов и интенсивный метаморфизм.

Во втором, верхнепротерозойском этапе шло дальнейшее геосинклиналиное развитие области. Нижнепротерозойский комплекс в этих условиях был значительно переработан, хотя в некоторых случаях (Икатская структурно-фациальная зона) сам оказал влияние на развитие верхнепротерозойской структуры¹ (Руднев, 1957).

Структурно-фациальные зоны в это время были составными частями Забайкальского эвгеосинклиналиного пояса Саяно-Байкальской верхнепротерозойской геосинклинали (Павловский, Беличенко, 1958; Павловский, 1960).

Общими характерными признаками этих зон являются: значительная мощность отложений, колеблющаяся от 3500 до 11 000 м; сходная общая вертикальная последовательность осадочно-вулканогенных образований; сложная дислоцированность; обилие кислых интрузий. Сокращенные мощности разрезов наблюдаются в краевых частях эвгеосинклинали (Морской и Южно-Муйский хребты, левобережье р. Витима, бассейн р. Бамбуйки). Здесь эффузивные породы или отсутствуют совершенно, или имеют весьма подчиненное значение.

Наиболее полными являются разрезы верхнего протерозоя в Катерской зоне, для них характерно обилие различных эффузивов, приуроченных к низам разреза. Значительную роль играют эффузивы также в строении Икатской зоны. Особенно интенсивная вулканическая деятельность, выразившаяся главным образом в подводных излияниях, была приурочена, как видно из описания, к первой трети верхнего протерозоя. Позже почти во всех зонах эвгеосинклинали произошла максимальная трансгрессия и сформировались мощные карбонатные толщи.

Базальные горизонты верхнего протерозоя наблюдаются только в окраинных частях эвгеосинклинали (см. рис. 15), что затрудняет выяснение соотношений между нижним и верхним протерозоем. Необходимо также отметить слабое обоснование верхнепротерозойского возраста многих толщ, что связано с большими трудностями определения верхней границы протерозойских толщ в некоторых районах. Там, где ее удалось наблюдать, между отложениями верхнего протерозоя

¹ Остается неясной причина отсутствия в верхнепротерозойских осадках литологических признаков, доказывающих существование жестких нижнепротерозойских массивов.

розоя и нижнего кембрия имеется крупное угловое несогласие. Но во многих районах разрезы верхнепротерозойских и нижнекембрийских толщ литологически весьма близки; в этих случаях, как правило, отсутствуют базальные горизонты тех и других образований, те и другие прорваны сходными интрузивными породами и т. п. Вопрос о месте этих толщ нередко решается субъективно. Поэтому изучение атиграфии протерозоя и кембрия в Байкальской горной области является одной из главнейших задач будущего.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СРЕДНЕ-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ И СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Протерозойские отложения северных районов Бурятской АССР расчленяются на три крупных комплекса, отделенных друг от друга, а также от подстилающих и перекрывающих образований крупными угловыми несогласиями и проявлениями магматизма в интрузивной форме. В соответствии с широко распространенной стратиграфической номенклатурой докембрия комплексы эти можно отнести к нижнему, среднему и верхнему протерозою.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

В пределах рассматриваемой территории представлены два различных типа нижнепротерозойских отложений. Один из них, развитый во внутренней части геосинклинальной системы байкалид, или, иначе говоря, в ее эвгеосинклинальном поясе, представлен мощными осадочно-вулканогенными породами, выделяемыми в состав муйской серии. Другой тип отложений, приуроченный к периферическому, или миогеосинклинальному, поясу, характеризуется преимущественно терригенными образованиями, которые объединяются под названием чуйской толщи, или серии.

Муйская серия (нижний протерозой эвгеосинклинального пояса) сложена разнообразными эффузивами спилито-кератофировой формации, а также пирокластическими и осадочными породами, присутствующими в подчиненном количестве. Все они, как правило, сильно метаморфизованы. Вулканыты обычно превращены в метадиабазы, зеленые ортосланцы, празиниты, амфиболиты, порфиroidы, кварцево-серицитово-альбитовые сланцы и прочие продукты метаморфизма. Осадочные образования представлены разного рода сланцами, филлитами, метаморфизованными полимиктовыми и туфогенными песчаниками, кристаллическими известняками, иногда кварцитами. В зонах гранитизации развиты кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты.

Мощность осадочно-вулканогенных отложений очень велика и в некоторых, даже неполных, разрезах достигает 10 000—12 000 м.

Муйская серия пользуется очень широким распространением как в Средне-Витимской горной стране, так и в Северо-Байкальском нагорье, особенно в зоне проявления глубинных разломов около границы эвгеосинклинального пояса с миогеосинклинальным. В первом названном районе она развита в восточной части Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов, а также в Делюн-Уранском хребте в виде двух прерывистых полос северо-западного простирания, расположенных вдоль выходов архейского комплекса Муйских глыб. В Северо-Байкальском нагорье осадочно-вулканогенные толщи распространены в бассейне р. Мамы и в Верхне-Ангарском хребте.

В Средне-Витимской горной стране осадочно-вулканогенные толщи впервые были описаны А. К. Мейстером (1910, 1932) в составе мета-

морфического комплекса, условно отнесенного им к кембрию. Позднее, в 1948 г., Н. П. Михно показал, что кембрию принадлежит только часть этого комплекса, а в основном он сложен более древними — протерозойскими толщами. Стратиграфия их разработана в 1949—1950 гг. Л. И. Салопом и в последующем уточнена А. А. Малышевым, М. М. Тамбовцевым, В. Л. Тихоновым и др.

В Северном Прибайкалье осадочно-вулканогенные метаморфические толщи установлены во время рекогносцировочных маршрутов М. М. Тетяевым (1915, 1916) и В. Г. Дитмаром (см. В. А. Обручев, 1935). Позднее эти же толщи изучались А. С. Кульчицким (1941 г.),

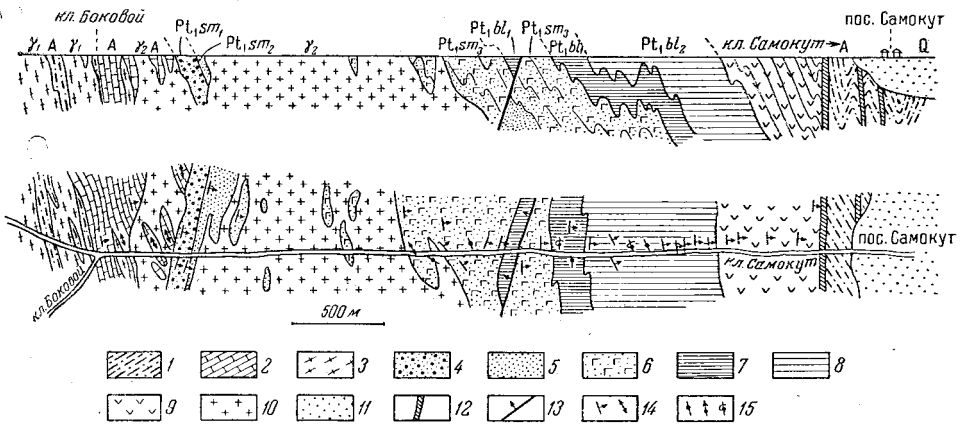


Рис. 16. Взаимоотношения архея и нижнего протерозоя в Северо-Муйском хребте. Геологический разрез и план по кв. Самокуту.

Архей: 1 — гнейсы, мигматиты (А), 2 — мраморы (А), 3 — гранито-гнейсы (γ_1); нижний протерозой, подсветы: 4 — нижняя самокутская (Pt_1sm_1), 5 — средняя самокутская (Pt_1sm_2), 6 — верхняя самокутская (Pt_1sm_3), 7 — нижняя булундинская (Pt_1bl_1), 8 — верхняя булундинская (Pt_1bl_2); 9 — килианская подсерия (Pt_1kl); 10 — граниты (γ_2); 11 — четвертичные отложения (Q); 12 — зона милонитов; 13 — надвиг; 14 — элементы залегания слоистости; 15 — оси складок второго порядка (а — складки с горизонтальным и погружающимся шарниром, б — опрокинутые складки)

а затем группой сотрудников ВСЕГЕИ под руководством Л. И. Салопы (1955—1959 гг.) и геологами Бурятского геологического управления.

Муйская серия разделяется Л. И. Салопом (1958б, 1960б, 1963) на две подсерии: нижнюю — парамскую, сложенную осадочными и вулканогенными породами, и верхнюю — килианскую, состоящую в большинстве районов преимущественно из вулканитов.

Парамская подсерия включает две свиты: самокутскую и булундинскую.

Самокутская свита известна лишь в бассейне р. Парамы, по ее притокам Самокуту и Булунде. Здесь, на южном склоне Северо-Муйского хребта, наблюдается залегание базальных конгломератов муйской серии на архейских гнейсах и мраморах, слагающих Северо-Муйскую глыбу (рис. 16). Самокутская свита разделяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя подсвита, лежащая с угловым несогласием на архейских породах, сложена темно-серыми метаморфизованными полимиктовыми конгломератами и песчаниками, вверху с прослоями тонкослоистых известковистых роговиков и кристаллических известняков. Конгломераты содержат гальку и валуны мраморов, гнейсов, лейкократовых гнейсо-гранитов, аляскитов, кварцитов и других пород, характерных для архейского комплекса. Мощность 60—70 м.

Средняя подсвита состоит из темно-серых метаморфизованных толимиктовых песчаников, содержащих редкие прослои кристаллических известняков, известковистых роговиков и линзы конгломератов. Вверху встречаются отдельные горизонты метаморфизованных основных и кислых эффузивов, а также туфогенных пород. Мощность этой подсвиты изменяется от 100 м (в бассейне р. Булунды) до 200 м (в бассейне р. Самокута), причем возрастание мощности происходит по мере удаления от края Северо-Муйской глыбы.

Верхняя подсвита характеризуется переслаиванием метаморфизованных эффузивов преимущественно среднего и основного состава (кератофинов и метадиабазов) с измененными туфогенными породами, алевролитами, песчаниками, известковистыми роговиками и кристаллическими известняками. Количество прослоев карбонатных пород и их мощность заметно увеличиваются к верху разреза. Мощность подсвиты порядка 300—400 м¹.

Булундинская свита пользуется большим распространением по сравнению с предыдущей. В Средне-Витимской горной стране, помимо бассейна р. Парамы, она развита еще в бассейне р. Янгуда, а также на левобережье р. Муи. Кроме того, она известна и в Северо-Байкальском нагорье, где ею сложены небольшие участки по р.левой Маме. В бассейне р. Парамы свита разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита сложена однородными серыми тонкослоистыми кристаллическими известняками, заключающими горизонт (10 м) биотитово-хлоритовых сланцев. Мощность 130—150 м.

Верхняя подсвита характеризуется чередованием белых, серых и темно-серых кристаллических известняков с подчиненными прослоями или горизонтами метаморфизованных эффузивов, туфогенных пород, алевролитов и сланцев. Количество эффузивов увеличивается к верху разреза и, таким образом, булундинская свита постепенно переходит в килианскую подсерию. Внизу подсвиты чаще присутствуют эффузивы кислого и среднего состава, обычно превращенные в серицитово-альбитово-кварцевые и альбитово-хлоритовые сланцы или порфиroidы, а вверху преобладают основные эффузивы, как правило измененные до состояния зеленых сланцев или празинитов. Иногда встречаются рассланцованные амигдалоидные метабазиты типа диабазов, порфиритов и спилитов. Мощность 350 м.

В других указанных районах нормальный разрез булундинской свиты не установлен, так как она повсюду ограничена разрывами и залегает в сложной тектонической обстановке. Только в бассейне р. Янгуда местами (по руч. Подпорожному) наблюдаются ненарушенные соотношения с перекрывающими эффузивами килианской подсерии. При этом даже неполная мощность булундинской свиты там достигает 1200 м и, следовательно, значительно превосходит мощность всей свиты на окраине Северо-Муйской глыбы.

Килианская подсерия имеет главное распространение во всех районах развития осадочно-вулканогенных толщ и по существу определяет состав муйской серии. Стратиграфическое расчленение этой подсерии очень затруднительно из-за быстрой фациальной изменчивости. Устанавливаемые в ряде районов свиты имеют локальное значение и обычно свойственны лишь сравнительно узким структурно-фациальным зонам или подзонам. Во многих районах намечается некоторая, не строго выдержанная закономерность в строении подсерии, которая

¹ Мощности самокутской и булундинской свит здесь приведены согласно новым уточненным данным.

выражается в преимущественной приуроченности основных эффузивов к нижней ее части, а кислых эффузивов и их туфов — к верхней. Однако эта последовательность выдерживается только в самых грубых чертах, так как нередко лавы разного состава перемежаются друг с другом на всех уровнях. Среди вулканических пород особенно распространены диабазы, спилиты, кератоспилиты, кератофиры, кварцевые кератофиры, альбитизированные кварцевые порфиры, фельзиты и их метаморфизованные аналоги. Иногда отмечаются шаровые лавы.

В Средне-Витимской горной стране выделяются три главных фациальных типа отложений киянской подсерии; один из них характерен для склонов внутренних поднятий, другой — для внутренних прогибов и третий — для окраинной зоны, располагающейся на границе с миогеосинклинальным поясом.

Отложения первого типа, развитые вблизи Северо-Муйской и Южно-Муйской глыб, главным образом в бассейне р. Парамы и в верховьях р. Тулдуни (Южно-Муйский хребет), характеризуются присутствием среди эффузивов большого количества терригенных пород, возникших за счет разрушения прилежащих внутренних поднятий. Мощность этих отложений около 6000 м.

Отложения второго типа, приуроченные к Киянскому, Янгудскому и Талоинскому внутренним прогибам (в бассейнах рек Кияяны, Янгуда и в среднем течении р. Талой), отличаются заметным преобладанием эффузивов и весьма большой мощностью разреза, достигающей 8000—10 000 м. Кроме того, в верху вулканогенной толщи обычно находятся в большом количестве туфы, агломераты и туфолавы кислых эффузивов.

Киянская подсерия третьего типа распространена в Талой-Королонской окраинной зоне (подзоне), размещающейся главным образом на правобережье Витима (на территории Читинской области) и лишь частично переходящей на его левобережье в пределы Бурятской АССР (в районе пос. Королон). Этому типу отложений, так же как и предыдущему, свойственны большая мощность (более 9000 м) и существенно эффузивный состав, но туфогенные породы для него не типичны, а главное, в средней части разреза подсерии среди вулканитов присутствуют кварциты и черные «углистые» сланцы, ассоциирующие с кристаллическими известняками. Горизонты кварцитов, достигающие 400 м мощности, по мере удаления от границы с миогеосинклинальным поясом постепенно выклиниваются, вплоть до полной редукции. По-видимому, обломочный материал в период отложения кварцитов поступал со стороны миогеосинклинального пояса, где в это время шло накопление мощных терригенных толщ, среди которых большую роль играют кварциты (в составе удоканской серии нижнего протерозоя, развитой на востоке Олекмо-Витимской горной страны в пределах Читинской области).

В Северном Прибайкалье, в бассейнах рек Тыи и Холодной и отчасти по рекам Малой Косе, Молокону и Рели, киянская подсерия может быть расчленена на следующие три свиты (снизу):

Нижняя (нюрундуканская) свита зеленокаменных эффузивов сложена сильно метаморфизованными эффузивами, преимущественно основного состава, с горизонтами и пачками амфиболовых, биотитовых и хлоритовых парасланцев, микрогнейсов и кристаллических известняков. Среди эффузивов развиты главным образом метадиабазы и спилиты, превращенные большей частью в амфиболиты и эпидотово-амфиболовые или актинолитовые ортосланцы. Кислые и средние эффузивы (кварцевые кератофиры и кератофиры) приурочены только к верхам свиты. Они встречаются в виде довольно

мошных покровов в бассейне р. Нюрундукана и сопровождаются там метаморфизованными туфами и туфобрекчиями. В большинстве случаев эти породы расланцованы и превращены в порфиroidы, но в ряде обнажений удается наблюдать сравнительно мало измененные лавы, обладающие порфиrowой структурой с фельзитовым и пилотакситовым базисом.

Осадочные породы имеют в составе свиты подчиненное значение, хотя местами и образуют пачки до нескольких сотен метров. Реже всего встречаются кристаллические известняки, слагающие мало мощные пласты и только в единичных случаях горизонты до 80 м. В средней и верхней частях свиты заключены прослои тонкополосчатых магнетитовых кварцитов (типа джеспилитов) или кварцево-амфиболовых сланцев, богатых магнетитом. Вследствие невысокого содержания и малых запасов железа известные в настоящее время рудные проявления практического значения не имеют.

Мощность свиты из-за фациальной изменчивости и сложной тектонической структуры пока не определена; можно только утверждать, базируясь на отдельных разрезах, что она очень велика и, по-видимому, достигает нескольких тысяч метров.

Кварцито-известняково-сланцевая свита характеризуется чередованием пластов и мощных пачек кварцитов, слюдяно-кварцевых биотитовых, двуслюдяных, известково-слюдистых, гранатосодержащих и других сланцев с горизонтами метаморфизованных основных эффузивов (зеленых ортосланцев и амфиболитов) и кристаллических известняков. Свита залегает на зеленокаменных эффузивах совершенно согласно, причем на контакте наблюдается переслаивание амфиболовых ортосланцев и кварцитов. Более высокое ее стратиграфическое положение по отношению к эффузивной толще отчетливо видно в участках центроклинального замыкания складок в верховьях Нюрундукана и на левобережье Холодной, а также на междуречье Холодной и Кичеры. Свита имеет ограниченное распространение и развита только в упомянутых выше участках, где она приурочена к ядрам небольших синклиналей. Неполная мощность свиты достигает 1900 м.

Верхняя свита зеленокаменных эффузивов включает мощную толщу измененных основных или средних, реже кислых эффузивов и их туфов с пачками сланцев и кристаллических известняков, развитую на небольшом участке в среднем течении р. Холодной около Асектамурской впадины. Среди вулканитов наиболее характерны зеленовато-серые метаморфизованные диабазы, кератодиабазы, спилиты и кератофиры. Эффузивы разного состава тесно перемежаются друг с другом, а не локализованы в разных частях разреза, как в нижней свите. Сланцы представлены чаще всего биотитово-хлоритовыми и эпидотово-хлоритовыми, реже биотитово-кварцевыми и актинолитовыми разновидностями, а также филлитами. Породы в целом изменены слабее, чем в других свитах. Сильный метаморфизм, отвечающий амфиболитовой фации, проявился лишь около пластовых интрузий плаггиогранитов.

Соотношения данной свиты с другими свитами не вполне ясны, так как контакты с ними повсюду тектонические, однако, судя по общей структурной позиции, которую она занимает (внутренняя часть синклинария), а также принимая во внимание более слабый метаморфизм слагающих ее пород, можно полагать, что она является более молодой в составе киянской подсерии рассматриваемого района. Видимая мощность свиты превышает 2500—3000 м.

Нижнепротерозойский возраст муйской серии устанавливается совершенно определенно. Как уже было сказано, муйская серия в бассейне р. Парамы трансгрессивно и с крупным угловым несогласием залегает на гнейсовом комплексе архея Северо-Муйской глыбы. С другой стороны, в бассейне р. Большой Падры (Делюн-Уранский хребет) на вулканогенных породах муйской серии и прорывающих их плагио-гранитах и кварцевых диоритах залегает другая, более слабо метаморфизованная толща осадочных пород и кислых вулканитов, относящаяся к среднему протерозою (падринская серия). Такие же соотношения устанавливаются и на северо-западном побережье Байкала (между мысами Хибелен и Малая Коса), где осадочно-вулканогенные отложения среднего протерозоя (акитканская серия) лежат с угловым несогласием на глубокометаморфизованных эффузивах, ортосланцах и гнейсах муйской серии, а также на нижнепротерозойских плагиогранитах. Во многих местах (например, в верховьях рек Большого и Малого Гукита, по р. Кияне, по кл. Анамакиту в Верхне-Ангарском хребте и др.) муйская серия несогласно перекрывается метаморфическими толщами верхнего протерозоя, которые в свою очередь подстилают отложения нижнего кембрия.

Муйская серия Средне-Витимской горной страны и Северного Прибайкалья имеет близких аналогов в других районах Байкальской горной области, относящихся к эвгеосинклинальному поясу.

В Западном Прибайкалье ей соответствует осадочно-вулканогенный комплекс Приморского хребта, выделенный А. С. Кульчицким (19576) под названием сарминской серии. Строению этой серии наиболее близко отвечает описанный выше разрез киянской подсерии Северного Прибайкалья. Выделенная там средняя или кварцито-известняково-сланцевая свита по своему составу очень напоминает харгитуйскую свиту сарминской серии, а лежащая на ней верхняя свита зеленокаменных эффузивов легко параллелизуется с иликтинской вулканогенной свитой, перекрывающей харгитуйскую. Нюрондуканская свита, или нижняя свита зеленокаменных эффузивов Северного Прибайкалья, в Приморском хребте не обнажается или же ей там соответствует толща метабазитов, залегающая в основании харгитуйской свиты в районе пос. Онгурен.

Таким образом, для Северного и Западного Прибайкалья намечается единая схема стратиграфического расчленения киянской подсерии на три свиты: нюрондуканскую, харгитуйскую и иликтинскую. Напомним, что и в Средне-Витимской горной стране, в пределах Талои-Королонской зоны, горизонты кварцитов находятся также в средней части разреза киянской подсерии. Это обстоятельство может служить известным указанием на возможность корреляции осадочно-вулканогенных толщ в этих очень отдаленных друг от друга районах. Обращает на себя внимание, что все сравниваемые отложения занимают близкую структурную позицию, размещаясь вблизи границы миеосинклинального пояса.

Несомненным стратиграфическим аналогом или даже полным эквивалентом муйской серии является осадочно-вулканогенная толща бассейна р. Горбылка в Южно-Муйском хребте, выделенная раньше под названием горбылокской серии (Салоп, 19586). По составу и строению эта толща более всего сходна с киянской подсерией внутренних прогибов Средне-Витимской горной страны.

Наконец, с муйской серией, по-видимому, должны быть сопоставлены нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования Икатского хребта и Витимского плоскогорья, которые выделены В. П. Рудневым под названием гаргинской серии. Различие между муйской и

гаргинской сериями заключается главным образом в заметно меньшем количестве в последней эффузивных пород.

Чуйская толща¹ (нижний протерозой миогеосинклинального пояса) сложена различными кристаллическими сланцами или гнейсами, часто интенсивно инъецированными гранитным материалом и превращенными в мигматиты.

Совсем недавно большинство исследователей включало их в состав нижних горизонтов так называемой мамской толщи, которая, как это теперь выяснено работами В. К. Головенка (1960) и В. М. Таевского, сложена разновозрастными образованиями, относящимися ко всем трем подгруппам протерозоя, выделяемым в Байкальской горной области. В стратиграфической схеме мамской толщи Н. П. Семенов (1948) эти отложения соответствуют нижней (гнейсово-мигматитовой) части чуйской свиты. П. Н. Сучков и В. М. Таевский выделяли их под названием мигматитовой свиты, а А. С. Кульчицкий именовал миньябчадской толщей. Представляется правильным и удобным сохранить для рассматриваемых образований географическое название, предложенное ранее Н. П. Семенов. Вместе с тем, учитывая очень большую мощность отложений и то, что они в отдельных районах расчленяются на свиты, по-видимому, лучше назвать их чуйской толщей. Употребляя термин «толща» вместо «серия», мы тем самым подчеркиваем существующие неясности в стратиграфическом объеме этого подразделения.

Чуйская толща развита в Северо-Байкальском нагорье, преимущественно в бассейнах рек Большой Чуи и Чаи в пределах Иркутской области. На территории Бурятской АССР она занимает небольшую площадь в верховьях р. Мини.

По р. Большой Мине, согласно исследованиям А. С. Кульчицкого (1955), чуйская (или миньябчадская) толща может быть разделена на три свиты. Для нижней — уакитской свиты характерны различные гнейсы, кристаллические сланцы и отчасти амфиболиты, обычно мигматизированные и заключающие большое количество пегматитовых жил. Средняя — окталахтинская свита, не резко отделяющаяся от нижней, сложена главным образом мусковитовыми, биотитовыми и двуслюдяными сланцами или гнейсами (часто с гранатом), включающими горизонты слюдястых кварцитов и пластовые залежи амфиболитов. Верхняя, или абчадская, свита образована тремолитовыми мраморами с прослоями мусковитово-кварцево-карбонатной породы и эпидотово-актинолитовых сланцев. Единичные химические анализы мраморов показывают высокое содержание магнезии.

Очень интересно указание А. С. Кульчицкого на находки в составе окталахтинской свиты железорудных пород, представленных полосчатыми мусковитсодержащими кварцитовыми сланцами с прослойками, обогащенными магнетитом, а также магнетитово-гранатовыми микрогнейсами с флогопитом (?). В этой связи следует отметить, что в 1958 г. аэромагнитной съемкой в верховьях рек Мини и Чаи, как раз на площади развития окталахтинской свиты, были установлены крупные поясовые аномалии положительного знака протяжением более 60 км.

В верховьях рек Лево́й Мини и Чаи, а также на водоразделе этих рек с р. Тьей (хребет Унгдар) тот же метаморфический комплекс, что и в бассейне р. Большой Мини, подразделяется А. Я. Жидковым на три толщи (снизу): гнейсово-сланцевую, сланцево-известняковую и мигматитовую.

Гнейсово-сланцевая толща характеризуется переслаиванием мелкозернистых светло- и темно-серых амфиболово-биотитовых

¹ Впервые выделены из состава мамской толщи в 1958—1959 гг. В. М. Таевским.

гнейсов, среднезернистых серых очковых гнейсов, темных слюдяных сланцев и светлых массивных мраморов.

В составе сланцево-известняковой толщи преобладают массивные, реже полосчатые белые мраморы с большим количеством тремолита и мусковита. Среди мраморов встречаются прослой (до 20 м) темных амфиболовых и биотитово-кварцевых сланцев, представляющих метаморфизованные осадочные породы типа мергелей и песчаников (под микроскопом иногда видна бластопсаммитовая структура).

Мигматитовая толща сложена биотитово-амфиболовыми, реже амфиболовыми и диопсидово-амфиболовыми гнейсами и плагиогнейсами, почти всегда в той или иной мере микроклинизированными (в поле развития этой толщи весьма интенсивно проявились процессы гранитизации).

В приведенных стратиграфических схемах А. С. Кульчицкого и А. Я. Жидкова легко параллелизуются между собой только абчадская свита и сланцево-известняковая толща. Обе они имеют идентичный состав и, судя по аэрофотоснимкам, непрерывно прослеживаются из одного района в другой. Что же касается остальных подразделений, то их корреляция затруднительна. Дело в том, что окталахтинская свита, которая, по данным Кульчицкого, подстилает абчадскую, по направлению к юго-западу (в бассейне р. Лево́й Минн) смыкается с мигматитовой толщей, перекрывающей сланцево-известняковую толщу. Таким образом, в одном из районов залегание метаморфического комплекса, по-видимому, является перевернутым.

Мощность чуйской толщи не определена, но она безусловно очень велика. По мнению А. С. Кульчицкого, только одна акитская свита измеряется несколькими тысячами метров. Более точно известна лишь мощность сланцево-известняковой, или абчадской, свиты, которая, по подсчетам А. Я. Жидкова, равна 700 м.

Возраст чуйской толщи определяется на основании следующих данных. Прежде всего на размытой поверхности гнейсо-гранитов и гранитов, прорывающих и мигматизирующих чуйскую толщу, залегают кварциты тепторгинской серии среднего протерозоя. Такие соотношения описаны В. К. Головенком (1960) по р. Большой Чуе вблизи устья р. Медвежевки и в ряде других мест. Галька сланцев, гнейсов и мигматитов чуйской толщи встречается в конгломератах эффузивно-осадочной акитканской серии среднего протерозоя во многих пунктах хребта Акиткан. Следует также отметить, что граниты и гнейсо-граниты, рвущие чуйскую толщу, перекрываются грубовалунными конгломератами патомской серии верхнего протерозоя (в низовьях р. Витима).

Таким образом, можно считать доказанным досреднепротерозойский возраст чуйской толщи. Значительно сложнее обстоит дело с установлением ее нижней возрастной границы, так как эта толща нигде не соприкасается с заведомо архейскими образованиями. Однако от архейского комплекса соседних районов Прибайкалья она заметно отличается составом пород и более слабой степенью их метаморфизма. Так, в чуйской толще находится мало амфиболитов и кристаллических известняков (последние в заметном количестве присутствуют только в одной абчадской свите, представляющей собой относительно маломощную пачку в составе толщи). Между тем в архейском комплексе Прибайкалья и Муйских глыб эти породы имеют исключительно большое распространение и слагают толщи мощностью в несколько тысяч метров. В чуйской толще отсутствуют характерные для архея гиперстенсодержащие гнейсы. В то же время в ней нередко встречаются сравнительно слабо метаморфизованные породы с реликтами псаммитовой структуры.

Более всего образования чуйской толщи похожи на сильно измененные отложения удоканской серии нижнего протерозоя, развитые в зоне ультраметаморфизма на восточной окраине Олекмо-Витимской горной страны и выделяемые иногда под названием съюльбанской толщи. Обе эти толщи вмещают одинаковые граниты и гнейсо-граниты и занимают одну и ту же структурную позицию, будучи приурочены к внутренней части мюгеосинклинального пояса. Значения абсолютного возраста гранитоидов, прорывающих чуйскую толщу и удоканскую серию, находятся в пределах 1500—2000 млн. лет (аргоновый и свинцовый методы).

Чуйская толща является возрастным аналогом муйской серии эвгеосинклинального пояса, но взаимоотношения их непосредственно наблюдаться не могут, так как обе они разделены зоной крупнейших тектонических нарушений типа глубинных разломов, контролировавших распределение фаций в геосинклинальной системе байкалид. Тем не менее в сопредельных районах между сравниваемыми подразделениями существует известное сходство. Как уже указывалось, в составе муйской серии присутствуют кварциты, а также слюдяные и гранатовые сланцы, ничем не отличимые от соответствующих пород чуйской толщи. В чуйской толще находятся амфиболиты, похожие на метабаты муйской серии. В обоих подразделениях имеются пакки тонкополосчатых железистых кварцитов (джеспилитов). Наконец, и те и другие отложения прорываются одинаковыми гнейсо-гранитами и перекрываются одними и теми же осадочно-вулканогенными толщами акитканской серии среднего протерозоя.

СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Среднепротерозойские образования в северной части Бурятской АССР представлены тремя синхроничными типами осадочно-вулканогенных отложений, развитыми в различных структурно-фациальных зонах и выделяемыми под названием акитканской, сыннырской и падринской серий.

Акитканская серия (средний протерозой Прибайкальской зоны Байкало-Патомского краевого прогиба) прослеживается вдоль западной окраины Северо-Байкальского нагорья и Северо-Западной Прибайкалья в виде гигантской полосы общим протяжением более 500 км. Однако большая ее часть находится на территории Иркутской области, а в пределах интересующего нас района она выходит лишь в бассейне р. Большой Мини (хребет Акиткан) и по восточному склону Байкальского хребта.

Нормальный разрез акитканской серии следующий (снизу):

1. Малокозинская свита, обнажающаяся на северо-западном побережье Байкала в бассейнах рек Малой Косы, Большой Косы и Мужиния, сложена сравнительно слабо метаморфизованными лилово-серыми, зеленовато-серыми и розовыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками, конгломератами, туфами, алевролитами и филлитами, заключающими редкие покровы кварцевых порфиров, миндалекаменных порфиритов и диабазов. Одной из характерных особенностей свиты является быстрая смена фаций. Многим обломочным породам свойственна косая слоистость. Кластический материал конгломератов состоит из различных пород нижнего протерозоя: метадиабазов, порфиритов, кварцитов, магнетитовых и гематитовых пород (джеспилитов), гранитов (в том числе плагигранитов), кристаллических сланцев. Мощность более 1500 м.

2. Хибеленская свита имеет широкое распространение в составе акитканской серии. Состоит она преимущественно из одних лиловых, красных, серых и темно-серых кварцевых или базокварцевых порфиров, ортофинов и их туфолов. В некоторых мощных покровных порфирах хорошо раскристаллизованы и близки по структуре и составу к гранит-порфирам. Изредка встречаются маломощные покровы порфиров и диабазов. Мощность изменяется от 1500 до 3000 м.

3. Чайская свита развита только на западном склоне хребта Аkitкан (на территории Иркутской области). По своему общему литологическому составу и фациальным особенностям она очень похожа на малокосинскую свиту. В целом для нее характерны розовые, лилово-серые и серые кварцевые, аркозовые и полимиктовые песчаники, часто косослоистые, с прослоями, линзами и горизонтами конгломератов гравелитов, алевролитов, туфов и кварцевых порфиров. В гальке конгломератов содержатся главным образом порфиры хибеленской свиты; иногда присутствуют еще джеспилиты, граниты и другие породы нижнего протерозоя. Мощность (видимая) до 4000 м.

Все свиты, входящие в состав акитканской серии, залегают между собой согласно, хотя кое-где (особенно на контакте хибеленской и чайской свит) и отмечаются местные размывы. Общая мощность серии 7000—8000 м.

Породы эффузивно-осадочной толщи, судя по всем признакам (красный цвет, косая слоистость, плохая сортировка, невыдержанность разреза, присутствие грубых неокатанных агломератовых туфов и др.), накапливались в континентальных и, быть может, отчасти в прибрежно-морских условиях.

Расположение полосы развития эффузивно-осадочной толщи на окраине нагорья, в области сопряжения с Сибирской платформой, а также приуроченность к ней крупнейших разломов, отличающихся длительной историей формирования, позволяют высказать предположение о связи излияний эффузивов с глубокими расколами земной коры.

Породы акитканской серии собраны в сравнительно пологие и крупные складки и, как правило, метаморфизованы слабо, но в зонах контактового воздействия более молодых гранитов и в зонах милонитизации они претерпевают заметные изменения, выражающиеся в перекристаллизации и в появлении хлорита, эпидота, биотита, граната и других минералов.

Положение акитканской серии в общем разрезе докембрия определяется совершенно четко. В Северо-Западном Прибайкалье малокосинская свита, с базальными конгломератами в основании, залегает несогласно на очень сильно метаморфизованных породах осадочно-вулканогенного комплекса (муйская серия) нижнего протерозоя. Такие соотношения наблюдались в ряде береговых обнажений западного берега Байкала между мысами Хибелен и Малая Коса (рис. 17).

С другой стороны, на поверхности размыва различных пород акитканской серии залегают отложения байкальской серии верхнего протерозоя, начинающиеся кварцитами и конгломератами голоустенской свиты. Эти соотношения были установлены в 1954 г. В. Д. Мацем и А. А. Малышевым, а затем неоднократно наблюдались Л. И. Салопом, Е. А. Шалек и А. Я. Жидковым в очень многих пунктах в хребтах Байкальском и Аkitкан.

Сыннырская серия (средний протерозой Сыннырского внутреннего прогиба), развитая в центральной части Северо-Байкальского нагорья, слагает почти весь хребет Сынныр и небольшие участки в бассейнах рек Абчады (верховье р. Чаи) илевой Мамы. Главную роль

з ее составе играют зеленовато-серые афанитовые и миндалекаменные диабазы, спилиты, порфириды и альбитофиры, а также их туфы, туфоглавы и лавобрекчии. Реже встречаются лиловые и серые кварцевые или базокварцевые порфиры и ортофиры, в той или иной степени альбитизированные. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, реже празинитовой и амфиболитовой фаций. Наиболее интенсивно они изменены в бассейне р. Абчады, около зоны глубинного разлома.

Стратиграфического расчленения серии пока еще не произведено; мощность ее в первом приближении оценивается в 1500—2000 м.

Сыннырская серия повсюду граничит с более древними образованиями вдоль зон разрывных нарушений, однако находящиеся по сосед-

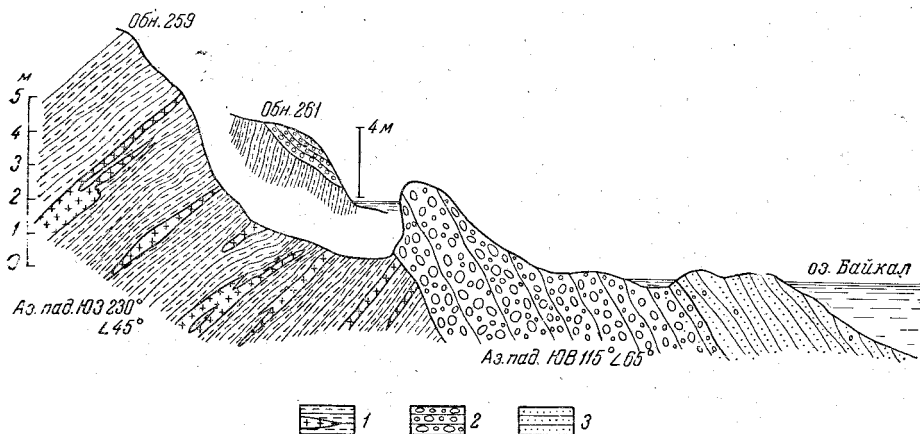


Рис. 17. Несогласное залегание малокозинской свиты акитканской серии на породах нижнего протерозоя. Северо-западное побережье Байкала между мысами Хибелен и Малая Коса

1 — гнейсы и кристаллические сланцы, инфильтрованные гранитом; 2 — конгломераты; 3 — кварциты

ству осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя, с которыми она ранее ошибочно объединялась, метаморфизованы, как правило, сильнее и, кроме того, пронизаны габброидами и плагιοгранитами, отсутствующими в ней. В бассейне р. Абчады сыннырская серия прорвана дайкообразной интрузией гранофировых гранит-порфиров, аналогичной тем гранит-порфирам, которые секут эффузивы акитканской серии. Там же, а также по р. Чае, на размытой поверхности сыннырской серии залегают базальные конгломераты делюнской свиты верхнего протерозоя, в составе обломочного материала которых находятся характерные породы сыннырской толщи и гранофировые гранит-порфиры. В ряде пунктов хребтов Сынныр (по р. Олокиту) и Верхне-Ангарского (по рекам Делику и Дялопукте) рассматриваемая серия несогласно перекрывается конгломератами нижнего кембрия (холоднинская серия).

Из сказанного явствует, что сыннырская серия занимает то же стратиграфическое положение, что и акитканская серия. Вместе с тем в отличие от последней в ее составе преобладают зеленокаменно-измененные диабазы и спилиты, которые, по-видимому, изливались в основном под водой. Скорее всего эта особенность обуславливается положением данной серии в зоне глубинных разломов, где существовали прогибы эвгеосинклинального типа.

Падринская серия (средний протерозой Падринского внутреннего межгорного прогиба) развита в Средне-Витимской горной стране

в пределах сравнительно узкой (до 8 км) полосы, протягивающейся в северо-северо-западном направлении из низовьев р. Талои через р. Витим в бассейн р. Большой Падры, на расстоянии более 35 км.

Отложения падринской серии разделяются Л. И. Салопом (19566) на три свиты (снизу):

Нижнепадринская свита сложена главным образом светло-серыми, серыми, реже лилово-серыми альбитизированными кварцевыми порфирами и их туфолатами с подчиненными покровами и горизонтами кварцевых кератофигов, порфиритов, туфов и туфопесчаников. В основании свиты под светло-серыми кварцевыми порфирами иногда залегает небольшой прослой гравелитов. Мощность изменяется от 330 до 440 м.

Среднепадринская свита состоит из лилово-серых, зелено-серых и красных полимиктовых песчаников, туфопесчаников и туфов с подчиненными покровами кислых, средних и основных эффузивов. В основании свиты находится горизонт (50—70 м) лилово-серых или красных конгломератов, в значительной мере туфогенных. Мощность 690—730 м.

Верхнепадринская свита образована преимущественно серыми и лилово-серыми альбитизированными кварцевыми порфирами. Иногда присутствуют также покровы порфиритов и миндалекаменных диабазов. Видимая мощность более 350 м.

Общая мощность падринской серии 1400—1600 м.

Эффузивные и туфогенные породы падринской серии весьма похожи на такие же образования акитканской серии. В их составе только заметно преобладают кварцевые порфиры, в то время как среди акитканских эффузивов более распространены базокварцевые порфиры. Очень характерной чертой данной серии является также широкое развитие в ней туфолатов, лавобрекчий и туфов, свидетельствующих об эксплозивном типе вулканической деятельности.

Породы падринской серии испытали сравнительно слабый общий метаморфизм, и изменения в них обычно не выходят за рамки зеленосланцевой фации. Лишь в ореолах контактового воздействия гранитов они иногда заметно перекристаллизованы и содержат новообразования биотита, граната, амфибола и других минералов.

Судя по лиловому или красному цвету многих эффузивов и песчаников, а также по широкому распространению агломератовых и плохо сортированных неслоистых туфов, можно полагать, что падринская серия так же, как акитканская, накоплялась преимущественно в субаэральных условиях.

Падринская серия лежит на размытой поверхности плагиогранитов и диоритов, секущих муйскую серию нижнего протерозоя, и, кроме того, содержит в гальках конгломератов различные метаморфические породы, входящие в состав последней. С другой стороны, эффузивы падринской серии трансгрессивно перекрываются мощной толщей песчаников и филлитов (шумнинская свита), относящейся к верхнему протерозою. Таким образом, падринская серия, так же как и ее близкий аналог акитканская серия, относится к среднему протерозою.

Все рассмотренные выше среднепротерозойские отложения прорываются разнообразными гранитами, гранит-порфирами, монцонитами и сиенитами, которые относятся к ирельскому и витимскому плутоническим комплексам, генетически тесно связанным с предшествующими вулканическими проявлениями.

Осадочно-вулканогенные среднепротерозойские серии Северного Прибайкалья и Средне-Витимской горной страны синхроничны тепторгинской серии, развитой на севере Северо-Байкальского нагорья,

э также в Патомском нагорье и сложенной главным образом кварцитами и метаморфическими сланцами с редкими покровами метапорфиритов. Стратиграфическое положение всех этих серий среди других докембрийских образований совершенно одинаково.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Верхнепротерозойские образования в рассматриваемых районах представлены двумя типами отложений. Один из них, развитый по южной окраине миогеосинклинального пояса байкалид, относится к патомской серии; другой, распространенный на севере эвгеосинклинального пояса, выделяется под названием катерской серии. Оба эти типа отложений были разделены в геосинклинальной области зоной крупных поднятий.

Патомская серия (верхний протерозой миогеосинклинального пояса) обнажается на обширной территории, охватывающей все Патомское нагорье и значительную часть Северо-Байкальского нагорья, которая по административному делению входит главным образом в Иркутскую область. В пределах же Бурятской АССР она занимает лишь сравнительно небольшие участки в Делюн-Уранском хребте и в верховьях рек Большой Чуи, Чаи, Тыи и Холодной. Развитые там образования имеют много своеобразных черт, отличающих их от типичных метаморфических толщ патомской серии, вследствие чего они ранее выделялись в самостоятельную делюн-уранскую серию (Салоп, 1958з). Однако, учитывая тесную связь с метаморфическим комплексом Патомского нагорья, по-видимому, целесообразнее рассматривать их в составе патомской серии; при этом можно выделить две подсерии: нижнюю, или собственно делюн-уранскую, — вулканогенно-терригенную и верхнюю, или чаянгрскую, — существенно карбонатную.

Наиболее детально стратиграфия этих отложений изучена в районе Делюн-Уранского хребта (Салоп, 1955, 1958з, 1962б). Здесь нормальный разрез серии следующий:

Делюн-уранская подсерия делится на 5 свит (снизу):

1. Шумнинская свита: развита на южном склоне Делюн-Уранского хребта в бассейнах Большой Падры (по кл. Шумному), Большого Осинового, Большого и Малого Гукита. Сложена она довольно однообразными зеленовато-серыми полимиктовыми, реже туфогенными песчаниками, заключающими прослой темных филлитовидных сланцев. Породы метаморфизованы сравнительно слабо, что объясняется их удаленностью от крупных плутонических масс синорогенных гранитов.

Свита залегает несогласно на различных образованиях нижнего и среднего протерозоя; в основании ее обычно находится маломощный горизонт (0,5—8 м) грубых гравелитов или мелкогалечных конгломератов, внешний вид и состав которых зависят от характера подстилающих пород (рис. 18).

Мощность свиты в бассейне р. Большой Падры достигает 800 м. В более западных районах Делюн-Уранского хребта она не превышает 450—500 м, причем по направлению к северу происходит дальнейшее уменьшение мощности, вплоть до полной редукции. В последнем случае на метаморфическом комплексе нижнего протерозоя лежат непосредственно конгломераты делюнской свиты.

2. Делюнская свита, так же как и остальные вышележащие свиты, распространена вдоль всей южной окраины Делюн-Уранского хребта и прослеживается далеко на запад и юго-запад в пределы Северо-Байкальского нагорья. Свита образована зелено-серыми мета-

морфизованными, часто рассланцованными, конгломератами или туфо-конгломератами, среди которых изредка находятся прослой песчаников и кристаллических известняков. Гальки и валуны конгломератов состоят главным образом из пород нижнего протерозоя: метавулкани-тов, метагабброидов, плагиогранитов и кварцитов.

Делюнская свита залегает согласно, но с признаками размыва на шумнинской свите или же с крупным несогласием (то параллельным, то угловым) на муйской серии нижнего протерозоя.

Мощность свиты изменяется от 450—500 м на юге до полной редукции на севере Делюн-Уранского хребта. Одновременно с умень-

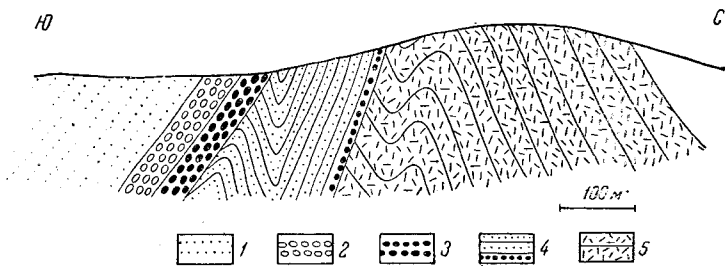


Рис. 18. Взаимоотношения шумнинской свиты верхнего протерозоя с нижнепротерозойскими и кембрийскими образованиями. Геологический разрез на правом берегу кл. Большого Осинового в бассейне р. Янгуда

Кембрий: 1 — красные песчаники; 2 — красные конгломераты; 3 — зеленые конгломераты. Верхний протерозой: 4 — песчаники и гравелиты шумнинской свиты (в основании мелкогалечные конгломераты). Нижний протерозой: 5 — метавулканиды Муйской серии

шением мощности происходит и уменьшение размеров обломочного материала конгломератов.

3. Нижняя джалагунская свита характеризуется переслаиванием метаморфизованных эффузивов (или ортосланцев) с различного рода парасланцами (главным образом «углистыми» филлитами) и отчасти с кристаллическими известняками. Вулканогенные породы, представленные метадиабазами, диабазовыми метапорфири-тами и рассланцованными кварцевыми кератофирами и порфирами, доминируют в нижней части свиты; кверху разреза мощность и количество этих пород уменьшаются, а роль сланцев и филлитов увеличивается. Данная свита лежит согласно на делюнских конгломератах, а там, где последние отсутствуют, непосредственно на размытой поверхности нижнего протерозоя с зеленокаменными метабазами в основании.

Мощность свиты изменяется от 650 до 900—1200 м.

4. Средняя джалагунская свита сложена метаморфическими сланцами с подчиненными прослоями или горизонтами кристаллических известняков, кварцитов и ортосланцев. Наиболее типичными породами являются темно-серые «углистые» филлитовидные сланцы. Местами среди них встречаются пачки отгелитовых и дистеновых сланцев.

Граница между нижней и средней джалагунской свитами проводится в достаточной мере условно по уменьшению или исчезновению в последней метавулкани-тов. В бассейне р. Джалагуна с этой границей совпадает маркирующий горизонт (50—60 м) белых сахаровидных кварцитов.

Мощность свиты колеблется от 850 до 1200 м, причем наибольшие ее значения отмечаются для центральной части сложной синклинали, расположенной примерно вдоль водораздела Делюн-Уранского хребта.

5. Верхняя джалагунская свита сложена светло-серыми и белыми кварцито-песчаниками и кварцитами, перемежающимися с серыми и темно-серыми сланцами и филлитами. Последние чаще всего образуют сравнительно небольшие прослои и горизонты, но в некоторых участках они слагают довольно мощные пакки и в количественном отношении не уступают кварцитам. Граница между рассматриваемой свитой и подстилающей проводится по резкой смене сланцев кварцитами. Мощность свиты 650—700 м.

Общая мощность делюн-уранской подсерии изменяется от 2150 до 4400 м. Значительные колебания мощности обусловлены главным образом местной редукцией двух нижних свит.

Чаянгрская подсерия в Средне-Витимской горной стране развита преимущественно на северном склоне Делюн-Уранского хребта, в бассейне р. Нерпо и особенно по ее левым притокам — рекам Чаянгро и Куикте. Сложена она кристаллическими известняками с прослоями и горизонтами различных парасланцев и зеленых ортосланцев. Для нижней части подсерии более характерны богатые органическим веществом (графитом?) темно-серые и даже почти черные известняки, иногда переслаивающиеся с известковистыми «углистыми» филлитами, в то время как вверху подсерии преобладают пакки однородных серых или светло-серых мраморовидных известняков. Вблизи интрузии гранитов известняки сильно перекристаллизованы и содержат включения силикатов и алюмосиликатов. Вследствие однообразного состава и сложной тектонической структуры чаянгрская подсерия пока еще стратиграфически не расчленена. Видимая мощность ее превышает 2500 м.

Чаянгрская подсерия лежит согласно на верхней джалагунской свите, но соотношения между ними во многих местах усложнены перевернутым залеганием слоев и наличием на границе толщ плоскостей срыва. Указанное обстоятельство долгое время затрудняло выяснение положения чаянгрской подсерии в нормальном разрезе.

В Северном Прибайкалье аналогом метаморфического комплекса Делюн-Уранского хребта являются отложения, выделенные в 1954 г. А. С. Кульчицким под названием олокитской толщи. По данным этого автора, в верховьях р. Чаи (по рекам Олокиту и Окталакиту) олокитская толща разделяется на следующие пять горизонтов, или, правильнее, свит (снизу):

1. Свита метаморфизованных конгломератов залегает с угловым несогласием на разных горизонтах чуйской (или миня-абчадской) толщи¹. Конгломераты сильно рассланцованы, а местами даже милонитизированы. Галька в них состоит из разнообразных метавулканитов и гранитоидов нижнего и среднего протерозоя (в том числе гранофировых гранит-порфиров, рвущих сыннырскую серию). Мощность конгломератов не превышает 100 м, причем местами они как будто выклиниваются.

2. Нижняя свита метаморфических сланцев, песчаников и кварцитов сложена серыми и темно-серыми, в различной степени измененными парасланцами и песчаниками, а также зелеными ортосланцами, местами с реликтовой диабазовой структурой. В подчиненном количестве встречаются прослои кварцитов и сланцеватых карбонатных пород. Мощность измеряется несколькими тысячами метров (приблизительно 4000 м).

3. Свита (горизонт) карбонатных пород состоит из темно-серых, реже светло-серых кристаллических известняков, темных

¹ По новым данным М. М. Мануйловой, олокитская толща лежит несогласно на метаморфизованных эффузивах, относимых Л. И. Салопом к сыннырской серии среднего протерозоя.

известковистых филлитов и отдельных прослоев светлых кварцитов и метадиабазов. Мощность изменяется от нескольких десятков метров до 150—200 м.

4. Верхняя свита метаморфических сланцев, песчаников и кварцитов характеризуется переслаиванием черных пиритизированных филлитовидных сланцев с кварцитовидными и тонкозернистыми полимиктовыми песчаниками, метадиабазами и кварцевыми порфирами. Мощность до 1000 м.

5. Свита карбонатных пород (или чайская свита) сложена светло-серыми и темными кристаллическими известняками, в которых заключено много тел измененных магматических пород основного состава. Видимая мощность более 1300 м.

Стратиграфические подразделения в приведенной выше схеме в общем хорошо параллелизуются со свитами патомской серии, выделенными в Делюн-Уранском хребте. Свита метаморфизованных конгломератов вполне соответствует делюнской свите, вышележащие три свиты — нижней, средней и верхней джалагунским свитам, а венчающая разрез чайская свита карбонатных пород — чаянградской подсерии.

Синхроничность этих отложений доказывается еще тем, что метаморфическая толща из верховьев р. Чаи прослеживается в виде узкой полосы далеко на северо-восток в верховья р. Большой Чуи и в бассейн р. Мамы (на территорию Иркутской области), а отсюда через среднее течение р. Мамакана в Делюн-Уранский хребет.

Аналогичный комплекс отложений развит в Северном Прибайкалье также и в верховьях рек Тыи и Холодной. Как показали наблюдения Л. И. Салопа (в 1955 г.), самые нижние горизонты делюн-уранской подсерии здесь оборваны крупными разрывными нарушениями. Более высокие горизонты представлены темно-серыми, иногда «углистыми» филлитами или биотитовыми сланцами, чередующимися с метаморфизованными тонкозернистыми песчаниками, кварцитами, темными кристаллическими известняками, метадиабазами или зелеными ортосланцами. Видимая мощность этой существенно сланцевой (или вулкано-генно-сланцевой) толщи достигает 2500 м. Скорее всего она должна параллелизоваться со средней и верхней джалагунскими свитами, однако в данном районе эти свиты практически не могут быть разделены.

На сланцевой толще совершенно согласно лежит толща серых, реже темно-серых полосчатых кристаллических известняков с прослоями и горизонтами темных сланцев, метапорфиритов, метадиабазов или зеленых хлоритовых и актинолитовых ортосланцев. Видимая мощность этой толщи, которая соответствует низам чаянградской подсерии, не превышает здесь 800 м.

Чаянградская подсерия является фациальной разновидностью мощной существенно карбонатной толщи Патомского нагорья и Мамского района, залегающей в средней части разреза патомской серии и выделяемой под названием кадаликанской подсерии. На северном склоне Делюн-Уранского хребта и вблизи Витима между главными полями распространения чаянградской и кадаликанской подсерий находятся карбонатные толщи с промежуточными чертами строения. Переход чаянградской подсерии к кадаликанской выражается главным образом в уменьшении среди известняков прослоев эффузивов (зеленых ортосланцев) и появлении тонкой ритмичности в чередовании карбонатных и терригенных пород.

Делюн-уранская подсерия, согласно подстилающая чаянградскую, естественно сопоставляется с мощной терригенной баллаганахской подсерией Патомского нагорья или же с мамской подсерией (*sensu*

stricto) Мамского района. На это указывает не только их одинаковое стратиграфическое положение, но и значительное сходство литологического состава. Присутствие среди верхнепротерозойских отложений Делюн-Уранского хребта эффузивных пород обусловлено их более внутренним положением в геосинклинальной области и приуроченностью к полосе глубинных разломов, которая отличалась интенсивным вулканизмом еще в нижнем протерозое.

Верхнепротерозойские отложения в Делюн-Уранском хребте и Северном Прибайкалье вмещают основные и ультраосновные породы (довыренского комплекса), а также разнообразные граниты и пегматиты (мамско-оронского и тельмамского комплексов). В бассейне р. Янгуда на метаморфических сланцах делюн-уранской подсерии несогласно лежат фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия, а в верховьях р. Тыи кембрийские базальные конгломераты перекрывают ультраосновные породы, рвущие верхнепротерозойские сланцы.

Катерская серия, или верхний протерозой эвгеосинклинального пояса (Катерской зоны), широко распространена во многих районах центральной части Байкальской горной области, преимущественно в Баргузинском, Уколкитском и Северо-Муйском хребтах. В пределах же рассматриваемой территории она развита лишь на небольших участках в Верхне-Ангарском хребте и в бассейне Среднего Витима.

Необходимо отметить, что еще недавно А. Я. Жидков и Е. А. Шалек (а по их данным и Л. И. Салоп) к катерской серии относили разнообразные терригенные и карбонатные отложения, занимающие обширную площадь на юго-восточном склоне Верхне-Ангарского хребта, однако проведенные в последние годы (1959—1961 гг.) геологами Бурятского геологического управления Л. М. Бабуриным и А. И. Залуцким и в особенности В. И. Дубченко и Д. Ц. Цыреновым детальные исследования убедительно показали, что на самом деле большая часть этих отложений принадлежит нижнему кембрию. В свете новых данных с катерской серией верхнего протерозоя может параллелизоваться только метаморфическая толща, развитая в верхнем течении р. Анамакита-Ангарского. Эту толщу Л. М. Бабурин и А. И. Залуцкий склонны относить к самым низам кембрия, но она заметно отличается от всех известных кембрийских отложений присутствием мощных пачек «углистых» филлитов и черных кристаллических известняков, а также интенсивной пиритизацией и сильным метаморфизмом. Кроме того, заведомо кембрийские отложения лежат на ней с разрывом и небольшим угловым несогласием, а в нижней их части присутствуют конгломераты, содержащие гальку подстилающих метаморфических пород.

Согласно материалу А. Я. Жидкова (1958 г.), Л. М. Бабурина и А. И. Залуцкого (1960 г.), нормальный разрез катерской серии по р. Анамакиту-Ангарскому рисуется в следующем виде.

1. В основании серии на размытой поверхности сильно метаморфизованных эффузивов и плагиогранитов нижнего протерозоя залегает горизонт базальных конгломератов мощностью до 15 м. Конгломераты обычно рассланцованы, зеленовато-серого цвета. Эллипсоидальная, хорошо окатанная галька размером до 25 см состоит главным образом из биотитово-амфиболовых катаклазированных гранитов, лейкократовых и аплитовидных гранитов, плагиогранитов, измененных эффузивов, метагабброидов и кварца.

2. На конгломератах лежит толща метаморфизованных пиритизированных полимиктовых песчаников и алевролитов, реже «углистых» сланцев, в контактовом ореоле вокруг интрузий гранитов превращен-

ных в биотитовые и биотитово-порфириновые роговики и биотитово-хлоритовые сланцы с вкрапленностью пирротина. Мощность около 2500—3000 м.

3. Выше следует толща, характеризующаяся частым (иногда ритмичным) переслаиванием пиритизированных «углистых» сланцев (филлитов), метаморфизованных алевролитов и песчаников. Вверху ее содержатся прослой и горизонты от 10 до 300 м темных кристаллических известняков (на контакте с гранитами превращенных в белые мраморы). Мощность этой толщи 1500—2500 м.

В приведенном разрезе общая последовательность и состав отложений очень напоминают таковые же в метаморфическом комплексе из бассейна р. Катеры в Уколкитском и Северо-Муйском хребтах, где был установлен стратотипический разрез катерской серии (Салоп, 1948, 1958з). Толщу песчаников и алевролитов (с базальным горизонтом конгломератов), по-видимому, следует сопоставлять с уколкитской свитой, которая в бассейне р. Катеры сложена метаморфизованными песчаниками, гравелитами, содержащими покровы измененных кислых и средних эффузивов, а также прослой и пачки филлитов. Отсутствие в Верхне-Ангарском хребте вулканитов не может препятствовать такой параллелизации, так как и во многих других районах эти породы представлены не всегда и часто вследствие высокого метаморфизма их трудно различить. Верхняя толща измененных «углистых» филлитов, алевролитов и песчаников легко коррелируется со сходной по составу няндонинской свитой. При этом возможно, что верхняя ее часть, заключающая кристаллические известняки, относится уже к баргузинской свите, характеризующейся переслаиванием карбонатных пород со сланцами.

В Средне-Витимской горной стране известны только нижние горизонты катерской серии, соответствующие уколкитской свите. Развита она на небольшом участке, в низовьях р. Кияны (Аденская гряда), где представлены сравнительно слабо измененными серыми, реже лиловато-серыми туфогенными и полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с большим числом покровов кислых эффузивов (порфири и альбитофири) и в особенности их туфов. Вверху вскрытой части разреза располагаются преимущественно серые олигомиктовые кварцевые песчаники и лилово-серые алевролиты. На правом берегу р. Кияны (выше устья кл. Кирокана) внизу свиты помещаются зеленовато-серые рассланцованные плотные конгломераты, лежащие с угловым несогласием на метавулканитах муйской серии, прорванных метагабброидами и штоком гранофирового плагиогранита.

Все породы нижнего протерозоя, включая характерные плагиограниты, находятся в гальке конгломератов. Мощность свиты в этом районе около 2400 м, но разрез ее там неполный.

Следует отметить, что вулканогенно-терригенная толща р. Кияны, относимая к уколкитской свите, в равной мере может сопоставляться с мухтунной свитой, залегающей внизу верхнего протерозоя Южно-Муйского хребта (уакитская серия).

Нижняя возрастная граница катерской серии определяется на основании налегания базальных конгломератов уколкитской свиты на вулканогенную толщу и плагиограниты нижнего протерозоя. В гальке конгломератов, кроме подстилающих пород, изредка встречаются также малиново-красные порфиры, типичные для акитканской серии среднего протерозоя. В бассейне р. Катеры (по рекам Турику и Туколами), в Баргузинском хребте (по р. Бирамье) и в низовьях р. Кияны (Аденская гряда) на породах катерской серии трансгрессивно и с угловым несогласием лежат отложения нижнего кембрия. В Верхне-

Ангарском хребте (по р. Анамакиту-Ангарскому) угловое несогласие выражено не столь резко, как в перечисленных выше районах.

Катерская серия по своему стратиграфическому положению и отчасти по составу и строению должна сопоставляться с патомской серией северных районов Байкальской горной области. При этом уколкитская и няндонинская свиты параллелизуются с делюн-уранской (баллаганахской) подсерией, а баргузинская свита — с чаянгрской (кадаликанской) подсерией. Наличие в разрезе патомской серии Средне-Витимской горной страны и Северного Прибайкалья эффузивных пород сильно сближает между собой верхнепротерозойские комплексы миогеосинклинального и эвгеосинклинального поясов байкалид. В типичных миогеосинклинальных отложениях Патомского нагорья эффузивы, как известно, полностью отсутствуют.

В более внутренних районах эвгеосинклинального пояса аналогами катерской серии являются уакитская серия Южно-Муйского хребта, икатская серия Витимского плоскогорья, курбинская серия Западного Забайкалья и селенгинская серия Юго-Восточного Прибайкалья.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Описание протерозойских отложений, приведенное по отдельным районам Бурятии, показывает, насколько трудна задача их сопоставления и построения сводного регионального разреза. Главным препятствием на пути к этой цели является, конечно, неравномерная изученность протерозойских отложений на площади всей республики, особенно в ее южных районах, где на геологической карте все еще показаны крупные участки «нерасчлененного протерозоя» без полной уверенности в том, что в составе этого протерозоя нет, с одной стороны, архейских, а с другой — нижнепалеозойских отложений. Именно здесь, в хребте Хамар-Дабан, где бесспорно имеет место стык столь разных возрастных образований, их соотношения пока не поддаются выяснению и нет оснований утверждать, что они не отличаются от соотношений, установленных для Северного Прибайкалья и юго-восточной части Восточного Саяна, где между археем и протерозоем наблюдаются крупный перерыв и несогласие в залегании.

Если окажутся правы те геологи, которые настаивают на отсутствии таких же соотношений между древним и поздним докембрием в Хамар-Дабане, то будет необходимо еще раз пересмотреть вопрос о действительном возрасте гнейсово-сланцевой, битуджинской и других толщ и найти доказательства того, что докембрийская история развития района современного Хамар-Дабана не отличалась от развития юга Тувинской АССР, где внутри очень мощного разреза докембрия, состоящего из пяти толщ, не отмечено никаких внутренних несогласий, несмотря на закономерное убывание метаморфизма отложений вверх по стратиграфической вертикали.

При современной изученности стратиграфии протерозоя Бурятии нельзя решить также вопрос о том, отражает ли его двучленное деление на Витимском плоскогорье и трехчленное деление в Северном Прибайкалье действительно существовавшую разницу в развитии этих областей в течение протерозоя или же это различие в делении обусловлено другими причинами, в первую очередь недостатком наблюдений. Витимское плоскогорье и Юго-Западное Забайкалье действительно могли развиваться в протерозойской эре несколько иначе, чем районы, непосредственно прилегающие к древнейшей массе Сибирской платформы, т. е. представлять собой внутренние пояса протерозойской геосинклинали с относительно непрерывным, «сквозным» накоплением

осадков, и тогда нижний и верхний комплексы протерозоя этих районов в сумме должны быть стратиграфическим и хронологическим эквивалентом суммы отложений нижнего, среднего и верхнего протерозоя Северного Прибайкалья. Такое предположение более вероятно, чем другое, например то, что средний комплекс протерозоя в более удаленных от Сибирской платформы районах Байкальской горной области не выявлен из-за действительного отсутствия здесь отложений соответствующего интервала геологического времени.

Если принять первое предположение, то нижний и средний комплексы протерозоя северных и северо-западных районов Бурятии хронологически будут соответствовать одному нижнему комплексу юго-восточных районов, так как разрезы верхнего протерозоя обнаруживают по всей Бурятии больше сходства, чем разрезы относительно более древних протерозойских толщ, и во многих случаях содержат хорошо определяемые органические остатки. Поэтому, а также учитывая и другие обстоятельства (прежде всего неодинаковый метаморфизм отложений), следует направить дальнейшие усилия в первую очередь на отделение верхнего протерозоя от остальной массы позднедокембрийских отложений, а затем пытаться создать сводный разрез последних для всего Прибайкалья. Такой путь дальнейших исследований позднего докембрия Бурятии позволит с большим фактическим, в том числе сравнительным материалом, чем делалось до сих пор, подойти к решению проблемы выделения на этой территории синия или рифея. Совершенно ясно также, что все последующие стратиграфические построения в области докембрия должны быть подкреплены данными об абсолютном возрасте отложений.

Не менее трудно стратиграфическое построение и сопоставление позднего докембрия в «Саяно-Тувинском» нагорье, т. е. в Туве, Восточном Саяне, Хамар-Дабане и смежных с Бурятией районах МНР. Во всей этой области сейчас особенно важно точно установить верхнюю границу позднего докембрия, которая, как было сказано выше, недостаточно ясно улавливается и на Окинском плоскогорье (Восточный Саян), и в Хамар-Дабане (бассейн р. Джиды). Лишь разобравшись во внутренних и внешних связях позднего докембрия в западных районах республики, можно будет перейти к составлению единого сводного разреза протерозойских отложений для всей ее территории.

Из приведенных описаний протерозойских отложений Бурятии со всей очевидностью следует вывод об устойчивом геосинклинальном режиме ее территории в течение, по-видимому, всей протерозойской эры, о разделении существовавшей в то время геосинклинальной области на внешний и внутренний пояса, о принадлежности большей части рассматриваемой территории к внутреннему, или эвгеосинклинальному, поясу и, наконец, о том, что протерозойская Байкальская геосинклиналь, начиная с самых первых моментов своей истории, отличалась большой внутренней неоднородностью, зависевшей не только от ее близости к древнейшей массе Сибирской платформы, но и от обилия «малых» внутренних платформ в виде срединных массивов, вначале только архейских, а позже и нижнепротерозойских.

ПОЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Еще совсем недавно считалось, что Саяно-Байкальская горная область сложена главным образом докембрийскими образованиями, так как фаунистически охарактеризованные отложения кембрия выде-

лялись только в единичных пунктах на небольших площадях. В настоящее время это мнение опровергается все новыми и новыми находками фауны, позволяющими выделить во многих районах Бурятии достоверный кембрий, представленный нижним, средним и верхним отделами.

Находки фауны и их положение в разрезе указывают на присутствие в кембрии отложений трех ярусов: алданского, ленского и амгинского. Эти ярусы не равноценны ни по обилию в них фауны, ни по площади распространения. Наиболее полно фаунистически охарактеризован ленский ярус, который на многочисленных, хорошо изученных участках подразделяется на горизонты: толбочанский, олекминский и еланский в Средне-Витимской горной стране и базаихский и санаштыкгольский на южной окраине Витимского плоскогорья. Алданский ярус не охарактеризован фауной и выделяется на основании общих геологических данных.

Отложения среднего кембрия (амгинский ярус) с фауной имеют весьма ограниченное распространение и выделяются лишь в Средне-Витимской горной стране. Среднекембрийский возраст отложений в других частях Бурятии не доказан фаунистически и поэтому не может быть принят безоговорочно.

Пестроцветные терригенные отложения Витимского плоскогорья и Юго-Западного Забайкалья отнесены к верхнему кембрию — ордовик у предположительно, так как в них не найдена фауна, но вся сумма геологических фактов подтверждает закономерное их появление в разрезе.

Описание отложений кембрия приводится по намечающимся структурно-фациальным зонам, каждая из которых имеет свои характерные особенности, но сохраняет при этом общие черты, свойственные кембрию Саяно-Байкальской области.

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Примерно до середины 30-х годов текущего столетия существовало представление о том, что палеозойские отложения распространены только на окраинах Восточного Саяна, в пределах уже собственно Сибирской платформы и в орогенной зоне Монголии. В связи с этим Восточный Саян вместе с Байкальской горной областью считался некоторыми исследователями важнейшей частью «древнего темени» Азии, в течение палеозоя и мезо-кайнозоя никогда не покрывавшегося морем.

Однако при геологических исследованиях двух последних десятилетий в центральной части Восточного Саяна были обнаружены фаунистически охарактеризованные складчатые кембрийские отложения. Это открытие явилось важнейшим основанием для дальнейшего развития гипотезы восточносаянских каледонид (Павловский, 1948г; С. Обручев, 1942а, 1952б; Ильина, 1945; Титов, 1946), еще раньше противопоставленной Делонэ, М. М. Тетяевым, А. А. Борисяком и др. гипотезе «древнего темени» Азии.

Вместе с тем новые исследования не подтвердили высказанного некоторыми геологами предположения о наличии во внутренних частях Восточного Саяна осадочных пород моложе кембрия. Поэтому до настоящего времени существуют различные мнения о значении и времени проявления каледонского тектогенеза в геологической истории Восточного Саяна.

Достоверные кембрийские отложения на территории Бурятской АССР в границах Восточного Саяна известны лишь в одном месте — в верховьях р. Оки, левого притока Ангары. Отложения кембрия занимают здесь значительную площадь и слагают две довольно крупные

синклинальные структуры — Боксон-Сархойский и Уха-Гольский синклинорий (Ф. К. Волколаков, Н. С. Ильина и В. П. Арсентьев).

Незначительное поле отложений, условно относимых к кембрию, известно также в верховьях р. Китоа.

Отсутствие в остальной части нагорья кембрийских отложений, равно как и других морских отложений моложе кембрия, рядом исследователей объясняется чрезвычайно глубоким эрозионным срезом, обнажившим древний докембрийский фундамент.

Боксон-Сархойский синклинорий является одной из наиболее изученных крупных складчатых структур рассматриваемой области. Достигая 85 км в длину при ширине в 30—35 км, он располагается между р. Саган-Голом на западе и правобережьем Оки на востоке; современной южной его границей служит хребет Мунку-Сардык.

Отложения, впоследствии оказавшиеся кембрийскими, были впервые отмечены здесь еще в 1931 г. Ф. А. Головачевым. Посетивший в 1934 г. верховья р. Оки А. Г. Гокоев обнаружил в известняках по р. Боксону (левый приток Оки) ископаемые водоросли, позволившие несколько уточнить возраст рассматриваемых отложений.

Первое подробное геологическое описание этого района дано Н. С. Ильиной и Н. И. Фоминым, составившими нормальный разрез кембрийских отложений, распространенных по р. Боксону. При этом были выделены три свиты (снизу): осадочно-вулканогенная, карбонатная и сланцевая.

В 1947—1955 гг. Е. П. Бессолицын уточнил разрез продуктивной свиты кембрия. Параллельно кембрийские отложения изучались в прилегающих районах (Д. В. Титов и О. П. Алексеева, 1945—1946 гг.; Ю. К. Горецкий, 1950 г.; Ф. К. Волколаков и Н. С. Ильина, 1951—1956 гг.). В итоге удалось подробно изучить литологические типы и фациальные изменения отложений кембрия в различных частях Боксон-Сархойского синклинория; определение найденных в 1946 г. Д. В. Титовым остатков археоцита позволило И. Т. Журавлевой установить их нижнекембрийский возраст.

Как видно, число работ, касающихся кембрийских отложений Боксон-Сархойского синклинория, довольно велико. Однако стратиграфию этих отложений нельзя еще признать достаточно изученной. Лишь в последние годы стало возможным расчленить некоторые свиты на подсвиты; более дробное расчленение намечается только для отдельных местных разрезов. Описания фауны еще нет в печатных работах, значительная часть сборов не изучена, а растительные остатки (водоросли) определены лишь частично.

Разрезы кембрийских отложений вскрыты в виде почти сплошных коренных выходов по долинам рек Боксона, Забита и Сархоя. Их сводный разрез является своего рода эталонным для Восточного Саяна. Тип их накопления близок к геосинклинальному, суммарная мощность составляет 6000—6200 м.

По литологическим признакам отложения Боксон-Сархойского синклинория расчленяются на три отчетливо различные свиты (снизу): осадочно-вулканогенную — сархойскую, карбонатную — боксонскую и терригенную — мангатольскую. Границы свит не совпадают с границами отделов. Содержащиеся в боксонской свите органические остатки не позволяют четко наметить границу нижнего и среднего кембрия; по этой причине характеристика кембрийских отложений приводится не в соответствии с общепринятыми стратиграфическими подразделениями, а по литологическим комплексам.

Уха-Гольский синклинорий расположен в верховьях р. Хорё (левый приток Оки). Здесь кембрийские отложения слагают северное центро-

клинальное замыкание синклинория, уходя на юг на территорию МНР. Впервые они выделены в этом районе Д. В. Титовым (1948 г.), позже изучались Н. С. Ильиной и В. П. Арсентьевым. Выделение здесь кембрийских отложений основано на сопоставлении их разреза с разрезом кембрия в Боксон-Сархойском синклинории. Они расчленены на две свиты (снизу): сархойскую и боксонскую; верхняя, мангатгольская свита в разрезе верховьев р. Хорё отсутствует.

В верховьях р. Китоя кембрийские отложения представлены грубообломочными породами — конгломератами и песчаниками сархойской свиты. Боксонская и мангатгольская свиты здесь отсутствуют. Впервые в этом районе кембрийские отложения были выделены М. Ф. Шестопаловым (в 1939 г.), считавшим, что Китоийский разрез включает все три отдела кембрия (соответственно свиты: гарлыкская, барунгольская, сагансарская) и даже силур (арлыкская толща). С. В. Обручев подтвердил наличие на р. Китою кембрийских отложений и выделил те же четыре свиты, несколько изменив их место в разрезе (Лурье и С. В. Обручев, 1952б). Барунгольская свита, состоящая из известково-кварцево-глинистых сланцев с прослоями известняков, была отнесена к нижнему кембрию, гарлыкская карбонатная — к среднему, а сагансарская и арлыкская свиты, представленные конгломератами, песчаниками и сланцами, условно причислены к верхнему кембрию.

Как выяснилось в последние годы (1957—1958), кембрийские отложения распространены в верховьях Китоя менее широко, чем предполагалось раньше. Оказалось, что барунгольская и гарлыкская свиты являются более древними, докембрийскими, а сагансарская и арлыкская свиты, лежащие на одной линии простираения, одновозрастны. Как увидим ниже, они хорошо сопоставляются с сархойской свитой бассейна р. Боксона и могут быть отнесены к нижнему кембрию. Средний и верхний кембрий здесь, по-видимому, отсутствуют.

По данным В. П. Арсентьева, кембрийские отложения протягиваются неширокой полосой по левобережью р. Китоя от устья Гарлык-Гола до правобережья р. Арлык-Гола. Ими сложена небольшая синклиналь, осложненная разрывами.

Основание кембрийских отложений вскрыто в нескольких пунктах: на водоразделе рек Хорё и Монгоши, в верховьях рек Диб и Гарлык-Гола. Во всех случаях они подстилаются метаморфизованными и сложнодислоцированными протерозойскими отложениями, залегающими с отчетливым угловым и стратиграфическим несогласием, с базальными конгломератами в основании.

Верхняя граница кембрийских отложений остается неясной, так как отложения ордовика в Восточном Саяне неизвестны. Самыми молодыми из палеозойских отложений, условно относимых к девону, являются красноцветные вулканогенно-осадочные толщи, распространенные в соседнем районе в бассейне р. Нерхи. В пределах рассматриваемой области в бассейне р. Диб отложения кембрия перекрываются горизонтально лежащими континентальными осадками юры.

Сархойская свита (нижний кембрий) известна в геологической литературе также под названием туфо-вулканогенной (С. Обручев, 1942а), туфоогенно-осадочной (Е. П. Бессолицын и Н. С. Ильина), сагансарской и арлыкской (М. Ф. Шестопалов, 1939 г.). В Боксон-Сархойском синклинории она слагает периферические части структуры, окаймляя ее ядро с запада, юга и востока. В верховьях р. Хорё сархойская свита слагает крылья синклинория, а в верховьях р. Китоя ею сложена небольшая синклиналь, простирающаяся в широтном направлении от устья р. Гарлык-Гола до бассейна р. Арлык-Гола.

В сархойскую свиту входит комплекс пород, обладающих чрезвычайно пестрым составом и происхождением: от нормально-осадочных пород через переходные разновидности до эффузивов кислого и основного состава. Для свиты в целом характерны присутствие наряду с терригенными вулканогенных пород и пестрая окраска, образующаяся сочетанием красных и зеленых, реже серых тонов. Это позволяет сравнительно легко отличать сархойскую свиту от других. Повсеместно в составе сархойской свиты

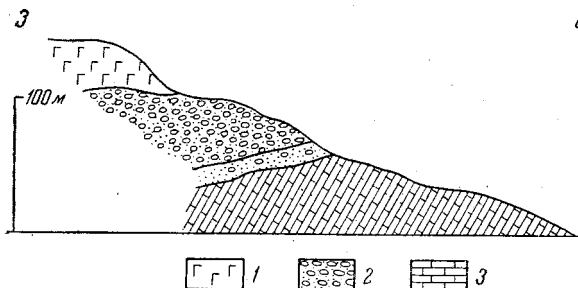


Рис. 19. Налегание конгломератов сархойской свиты на известняки монгошинской свиты докембрия, левый борт долины р. Монгоши

1 — базальты; 2 — конгломераты; 3 — известняки

риты, туфы, конгломераты, песчаники и сланцы. Все они тесно переслаиваются между собой и образуют сравнительно маломощные пластовые и линзовидные тела, быстро выклинивающиеся по простиранию. Резкая фациальная изменчивость слоев, пачек и целых частей свиты затрудняет сопоставление отдельных разрезов. Поэтому сводный стратиграфический разрез сархойской свиты для всего района составить не удалось.

В верховьях р. Китоя свита имеет исключительно терригенный состав, представлена переслаивающимися пестроцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами. Эффузивные породы здесь не отмечены. Нижняя часть разреза (300 м) складывается из конгломератов с редкими прослоями песчаников и известняков. Верхняя часть (примерно две трети) состоит из тонко переслаивающихся песчаников, конгломератов и алевролитовых сланцев. Общая мощность свиты 1100—1200 м.

В бассейне рек Хорё и Боксона наряду с полимиктовыми и тугогенными песчаниками, алевролитовыми сланцами и конгломератами в составе сархойской свиты значительное место занимают эффузивные породы: кварцевые порфиры, кератофиры, плагиопорфиры, порфириты и туфы. Количество их постепенно увеличивается при движении с востока на запад. Так, в бассейне р. Забита терригенные и эффузивные породы находятся в разрезе свиты примерно в равном соотношении, а в бассейне р. Сархой она становится преимущественно эффузивной. Постоянной повсюду остается лишь красная окраска пород.

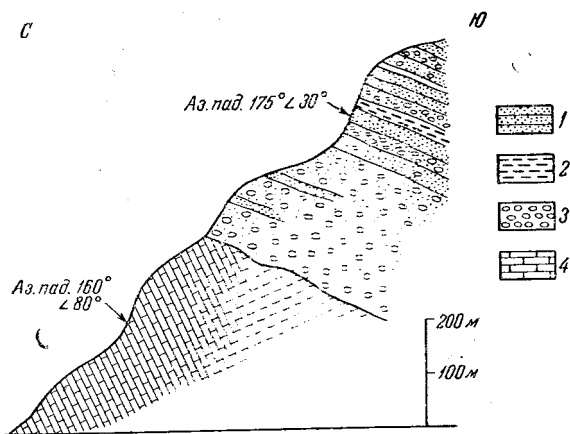


Рис. 20. Налегание конгломератов и песчаников сархойской свиты на известняки монгошинской свиты докембрия, кл. Серпентин-Горхон

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — конгломераты; 4 — известняки

Взаимоотношения сархойской свиты с подстилающими ее докембрийскими отложениями достаточно четко установлены в нескольких местах. На водоразделе рек Хорё и Монгоши сархойская свита мощной пачкой базальных конгломератов налегает с резким угловым несогласием на известняки монгошинской свиты докембрия (рис. 19); при этом нижняя пачка конгломератов мощностью 120—150 м прослежена по простиранию с небольшими перерывами почти на 3 км.

Аналогичная картина наблюдается также по правой стороне верхнего течения р. Гарлык-Гола. Здесь в обнажении по кл. Серпентин-Горхону (рис. 20) на поверхности размыва толстослоистых серых известняков докембрия залегают красно-бурые конгломераты, прослеженные вдоль контакта на протяжении около 5 км при мощности до 300 м. Подстилающие известняки падают на юго-восток под углом 80°. Плоскость контакта известняков с конгломератами падает на юг и юго-запад под углом 35—40°.

В 1,5 км восточнее Серпентин-Горхона, по данным В. П. Арсентьева, конгломераты и песчаники залегают на зеленовато-розовых мелкозернистых гранитах и содержат гальку последних (рис. 21).

Во всех перечисленных пунктах базальные конгломераты имеют красно-бурю окраску. Обломки обычно преобладают над цементирующей массой, составляя не менее 60—70% общего объема породы. Размеры обломков колеблются от 1 до 30—40 см в поперечнике, форма окатанная и остроугольная. В составе галек обнаружен весь комплекс докембрийских пород, подстилающих сархойскую свиту: известняки, кварциты, фельзит-порфиновые породы, кварц, розовато-серый биотитовый гранит и розовый графический пегматит. Цемент конгломератов песчанистый, замещенный серицитом, хлоритом и окрашенный окислами железа.

Боксонская свита (нижний кембрий) слагает центральные части Боксон-Сархойского и Уха-Гольского синклиналиев. В верховьях р. Китоя она отсутствует. Выходы отложений боксонской свиты образуют обширные поля в бассейнах рек Хорё, Боксона, Забита и Сархоя. На значительной площади они скрыты под покровами базальтов и моренами.

Свита сложена в основном однообразными карбонатными породами; бокситы, песчаники, сланцы и конгломераты имеют резко подчиненное значение. Мощность свиты достигает 3200 м. Как следует из наблюдений в бассейне р. Боксона и в верховьях р. Хорё, боксонская свита залегают на подстилающих породах трансгрессивно и со слабым угловым

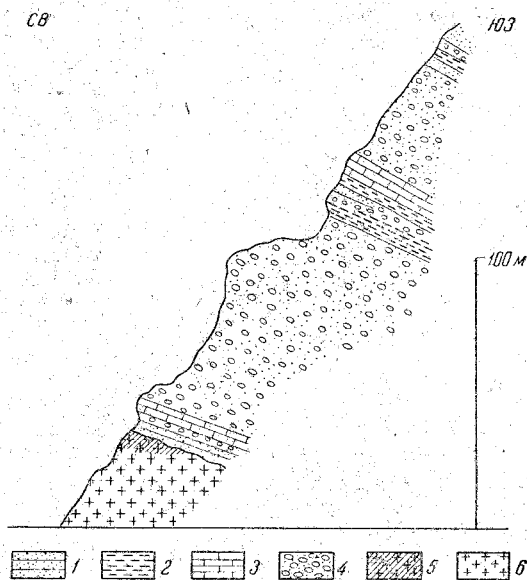


Рис. 21. Налегание конгломератов и песчаников сархойской свиты на гранитоиды докембрия, правый склон долины р. Гарлык-Гола (В. П. Арсентьев, 1958 г.)

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — конгломераты; 5 — кора выветривания в гранитоидах; 6 — гранитоиды докембрия

несогласием, перекрывая в одних случаях сархойскую свиту, в других — габбро-диабазы. На левобережье р. Боксона (водоразделы рек Боксона, Хойто-Боксона и Хохюр-Желги) в основании боксонской свиты почти повсеместно присутствует горизонт конгломератов, здесь же отмечено и слабое угловое несогласие боксонской и сархойской свит (рис. 22). На правом берегу р. Боксона боксонская свита перекрывает габбро-диабазы. В ее основании залегает горизонт брекчий, состоящих из угловатых обломков габбро-диабазов, скрепленных доломитовым цементом.

Изучение разрезов в различных местах и их сопоставление позволили расчленить боксонскую свиту на четыре подсвиты: нижнюю доломитовую, среднюю доломитовую, верхнюю доломитовую и известняковую. Залегая совершенно согласно друг с другом, перечисленные подсвиты в большинстве случаев разделены перерывами в осадконакоплении и каждая из них, за исключением известняковой, начинается с базального горизонта, покрывающего поверхность размыта подстилающих пород. Между верхней доломитовой и известняковой подсвитами перерыва не установлено — отложения первой постепенно сменяются отложениями второй.

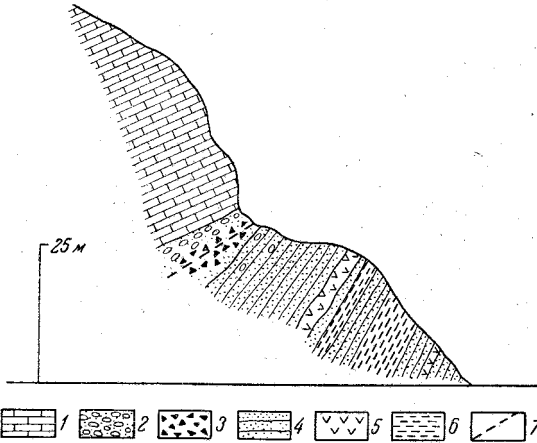


Рис. 22. Налегание конгломератов и известняков боксонской свиты на песчаники сархойской свиты, левый борт долины р. Боксона

1 — известняки; 2 — конгломераты; 3 — делювиальная осыпь; 4 — песчаники; 5 — эффузивы; 6 — сланцы; 7 — предполагаемый контакт

Наряду с общими признаками, разрезы боксонской свиты в разных местах имеют свои особенности, обусловленные фаціальными изменениями и изменением мощностей отдельных подсвит и горизонтов.

Типичны четыре разреза боксонской свиты: бассейна р. Боксона, бассейна р. Забита, бассейна р. Сархоя и верховьев р. Хорё.

В бассейне р. Боксона боксонская свита представлена всеми четырьмя подсвитами (снизу):

1. *Нижняя доломитовая подсвита* имеет в основании невыдержанный горизонт конгломератов и конгломерато-брекчий, нередко замещающихся по простиранию песчаниками и глинистыми сланцами. Конгломераты и конгломерато-брекчии залегают на поверхности размыта сархойской свиты и габбро-диабазов. В составе галек и обломков преобладают кварцевые порфиры, кератофиры, ортофиры, туфогенные и полимиктовые песчаники; изредка отмечаются обломки диабазов и габбро-диабазов. Цемент песчано-глинистый и карбонатный. Мощность горизонта конгломератов достигает 100—110 м.

Стратиграфически выше конгломератов согласно залегает горизонт серых, местами брекчиевидных доломитов с инкрустациями, получивших свое название по причудливо извивающимся прожилкам кварца, которые образуют своеобразный выпуклый рисунок на поверхности выветривания. Мощность горизонта 350—375 м.

Выше залегает горизонт так называемых «сетчатых» доломитов, в которых на поверхности излома наблюдается тонкая, как паутина,

сетка кальцитовых прожилков. Эти доломиты сохраняют монотонную серую окраску и массивную, реже брекчиевидную текстуру. Среди «сетчатых» доломитов иногда выделяются один-два прослоя доломитов с мелкими округлыми включениями, напоминающими оолиты. Карбонатное вещество оолитов замещено опалом. Мощность 250—270 м.

Заканчивается нижняя подсвета пятнистыми брекчиевидными доломитами. Пятнистость обусловлена беспорядочным распределением серой и розовой окраски. С этими доломитами тесно связаны рифогенные водорослевые образования, залегающие линзовидными телами, мощность которых обычно не превышает 6—10 м, а протяженность — несколько сотен метров. Обычно рифогенные тела вытягиваются по простиранию в цепочку, образуя один-два горизонта рифогенных водорослевых доломитов. Среди водорослей нижней доломитовой подсветы И. К. Корюлюк определены: *Planocollina serrata*, *Conophyton lituus* var. *circularis*, *Conophyton triangulatus*, *Sacculia ovata* и др. Мощность от 45 до 120 м.

2. *Средняя доломитовая подсвета* ложится на подстилающие породы с отчетливым перерывом, в нижней ее части отмечаются бокситы.

Бокситы перекрываются глинистыми сланцами, имеющими в разрезе боксонской свиты широкое, но не повсеместное распространение. Сланцы залегают на ровной поверхности бокситового пласта и отделены от последнего четкой границей. Они имеют серую, темно-серую или черную окраску, отчетливую слоистость и сланцеватость. Характерно присутствие в сланцах углистою вещества: Мощность горизонта изменяется от нескольких сантиметров до 2—3 м.

На глинистых сланцах, а местами непосредственно на бокситах залегают пачка доломитов. Сложение их брекчиевидное, реже слоистое или массивное; окраска светло-серая с характерными желтыми и розовыми пятнами. Обращает на себя внимание сходство этих пород с доломитами, подстилающими бокситы, но рифогенные тела в них не отмечены. Мощность доломитов средней подсветы 50—80 м.

3. *Верхняя доломитовая подсвета* начинается базальным горизонтом песчаников, мергелей и карбонатных брекчий, сменяющих друг друга по простиранию. Изредка этот горизонт в разрезе отсутствует, и тогда граница между подсветами является условной.

Песчаники представляют собой почти мономинеральную кварцевую породу буро-красного цвета, массивного или неяснослоистого сложения. Структура их мелкозернистая. В песчаниках отмечены прослои красных и зеленоватых алевролитовых сланцев, имеющих мощность в несколько сантиметров. В составе песчаников и сланцев встречаются округлые изотропные стяжения фосфата кальция. Мощность горизонта песчаников колеблется от 1,5 до 4 м, в единичных случаях достигает 7 м. Как отмечалось выше, местами песчаники и сланцы замещаются брекчий, состоящей из обломков доломитов в кварцево-карбонатном цементе.

Выше базального горизонта залегают мощная пачка доломитов с кремнями, слагающих основную часть разреза боксонской свиты. Рассматриваемая пачка представлена монотонными серыми, изредка розовыми массивными или слоистыми доломитами. Содержащиеся в них кремни довольно разнообразны: молочно-белые, серые, розоватые или черные, дающие тонкое послонное чередование с доломитами или стяжения с яшмовидной текстурой. Они часто образуют линзобразные и караваеобразные включения в доломитах и сингенетичны последним. Спорадически в описываемой пачке встречаются прослои брекчий и мергелей. Мощность доломитов с кремнями достигает 1500—1600 м.

4. *Известняковая подсвета* связана с подстилающими ее доломитами верхней подсветы постепенным переходом. Переходная пачка состоит из доломитизированных известняков, чередующихся с известковистыми доломитами и сменяющихся вверх по разрезу чистыми известняками. Последние отличаются ясной кристаллической структурой, массивной или слоистой текстурой, серой, белой, розовой окраской. В известняках встречаются карманы и гнезда известняковой брекчии с железисто-мергелистым цементом. Верхняя часть подсветы представлена химически чистыми известняками, пригодными для глиноземной и частично для химической промышленности. К ним приурочено Хужиртайское месторождение известняков, разведанное и обладающее крупными запасами. Химический состав пород нижней части разреза подсветы, включающей переходные разновидности от доломитов к известнякам, не изучен. Мощность известняковой подсветы 600—700 м.

Общая мощность боксонской свиты в бассейне Боксона 3000—3200 м.

В бассейне р. Забита нижняя доломитовая подсвета начинается серыми и белыми доломитами с многочисленными инкрустациями кварца, обнажающимися по р. Муя-Голу. Особенно много инкрустаций в местах изменения простираций, на погружениях шарниров складок. По внешнему виду описываемые доломиты ничем не отличаются от доломитов, развитых в бассейнах р. Боксона.

В верхней части подсветы появляется легкая розоватая окраска и водорослевые колонки. Водоросли весьма похожи на боксонские, но уступают им по размерам почти вдвое. Мощность розовых пятнистых доломитов не превышает 30 м, а всей подсветы — 700 м.

Средняя доломитовая подсвета, как это видно у устья р. Муя-Гола, без видимого перерыва сменяется вверх по разрезу серыми массивными, реже слоистыми доломитами. Глинистые сланцы, характерные для низов подсветы в бассейне Боксона, здесь отсутствуют, и граница между подсветами выражена нечетко. Мощность доломитов, относимых к средней подсвете, 500 м.

Верхняя доломитовая подсвета залегает согласно на средней, связана с ней постепенным переходом и представлена доломитами с кремнями. Доломиты обладают серой, изредка розоватой окраской и массивной, слоистой или брекчиевидной текстурой. Заключенные в них кремни образуют линзы, прослой и стяжения серого, белого или розоватого цвета. Мощность 1300 м.

Известняковая подсвета сложена известняками непостоянной окраски, варьирующей в серых тонах. Близ устья р. Саган-Гола в известняках отмечены многочисленные гнездовые тела брекчий с железисто-мергелистым цементом. Они имеют серую и буро-красную окраску и располагаются на различных стратиграфических уровнях. Мощность 700—1200 м.

Суммарная мощность боксонской свиты в бассейне р. Забита 3500—3700 м.

В бассейне р. Сархоя разрез боксонской свиты близок к предыдущему.

1. Нижняя доломитовая подсвета здесь без видимого углового несогласия ложится на песчаники сархойской свиты. В ее основании находится горизонт песчаных доломитов, переходящий выше по разрезу в нормальные массивные серые доломиты. В верхней части подсветы встречаются своеобразные, концентрически построенные образования размером до 1 см в поперечнике, имеющие изогнутую овальную форму. По определению И. К. Королук, они относятся к онколитовым водорослям. В доломитах нередко наблюдаются извилистые инкру-

станции кварца. Максимальная мощность нижней подсвиты 550 м. В истоках р. Билюты и на левом берегу Сархоя она сокращается до 250 м. По-видимому, колебание мощности обусловлено размывом, предшествовавшим отложению вышележащей подсвиты.

2. Средняя доломитовая подсвита состоит из пестроцветных пород. В ее составе имеются песчаники, сланцы и доломиты. Нижняя часть подсвиты сложена пестроцветными песчаниками и сланцами, тесно переслаивающимися между собой и лежащими на разных горизонтах нижней подсвиты. По своему положению в разрезе эти породы соответствуют бокситовому пласту. Верхняя часть средней подсвиты представлена черными плитчатыми доломитами, среди которых местами имеются черные глинисто-углистые сланцы. Ю. К. Горецкий считает, что черные доломиты и бокситовый пласт стратиграфически эквивалентны. По мнению авторов, обогащенность органическим веществом и залегание в разрезе на некотором расстоянии от поверхности размыва сближает черные доломиты с глинистыми сланцами. Разрез средней подсвиты венчается серыми доломитами. Мощность средней доломитовой подсвиты в описываемом разрезе не превышает 100 м.

3. Верхняя доломитовая подсвита делится на два горизонта. Нижний базальный горизонт состоит из конгломератов и брекчий, причем обломки в тех и других представлены в основном доломитами и скреплены карбонатным цементом. Мощность от 40 до 150 м. На конгломератах залегает верхний горизонт серых доломитов с кремнями, ничем существенным не отличающихся от таких же образований разреза бассейна Боксона. В средней части горизонта отмечены водорослевые доломиты, из которых И. К. Королюк определила *Boxonia gracilis*, *Colleniella hemisphaerica* и др. Мощность подсвиты изменяется в пределах 700—1500 м.

4. Известняковая подсвита, венчающая разрез боксонской свиты, складывается серыми и белыми известняками. В их монотонном разрезе выделяются гнезда и карманы красно-бурых брекчий, состоящих из обломков известняков в железисто-мергелистом цементе. В нижней трети разреза подсвиты на водоразделе рек Сархоя и Хужиртай-Горхона Д. В. Титовым в 1946 г. и Г. В. Махиным в 1955 г. обнаружены археоциаты. В коллекции Г. В. Махина, по определениям И. Т. Журавлевой, содержатся *Ajacyathus amplus* (Vologd.), *A. salebrosus* (Vologd.), *A. speranskii* (Vologd.), *A. cf. jenseicus* (Vologd.), *A. tumulatus* (Vologd.), *Archaeolynthus cf. solidimurus* (Vologd.), *A. cf. tubexterus* (Vologd.), *A. bimurus* (Vologd.), *Archaeolynthus* sp., *Nochoroicyathus spinosus* (Vologd.), *N. howelli* (Vologd.), *N. cf. howelli* (Vologd.), *Nochoroicyathus* sp., *Cycloicyathus jakovlevi* Vologd., *Coscinoicyathus elongatus* Born., *Coscinoicyathus* sp., *Uralocyathus* sp., *Loculocyathus* sp., *Diccyocyathus javorskii* Vologd. Вместе с археоциатами присутствуют водоросли *Epiphyton*, *Renalcis*, *Proaulopora* и др.

По мнению И. Т. Журавлевой, перечисленные археоциаты лучше всего сопоставляются с археоциатами так называемого камешковского комплекса, относящегося, по новым данным, к верхней половине нижнего кембрия. Вместе с нижнекембрийскими археоциатами А. Г. Вологдиным и И. Т. Журавлевой отмечены формы, встречающиеся в нижних горизонтах среднего кембрия. Поэтому биостратиграфическая граница нижнего и среднего кембрия проходит вблизи контакта боксонской и мангатгольской свит. Дальнейшее изучение археоциатов должно уточнить положение этой границы. Мощность известняковой подсвиты 700—800 м.

Общая мощность боксонской свиты в бассейне р. Сархоя 2500—2700 м.

В верховьях р. Хорё, по данным В. П. Арсентьева, разрез боксонской свиты в общих чертах следующий (снизу):

1. В основании свиты лежит горизонт конгломератов. Он подстилается песчаниками сархойской свиты, состав которых сходен с составом галек конгломератов. В последних обнаружены доломиты, известняки, полимиктовые песчаники, кварц, кварцевые порфиры и их туфы. Окатанность галек весьма слабая. В нижней части горизонта цемент песчаниковый, в верхней значительную роль играет карбонатный цементирующий материал.

На правом берегу р. Хорё, выше устья р. Уха-Гола, на зеленых расланцованных алевролитах сархойской свиты залегает 20-метровый горизонт брекчий, состоящих из угловатых обломков кварца и халцедона, сцементированных микрозернистым доломитом. Мощность горизонта конгломератов 30—40 м.

2. Серые и темно-серые доломиты, обычно массивные, но иногда яснослоистые, плитчатые, чередующиеся с известняками. Содержат большое количество кварцево-кальцитовых прожилков, пересекающихся в различных направлениях. В доломитах отмечены оолитовые образования. Видимая мощность 500 м.

3. Серые и розоватые брекчиевидные, слоистые или массивные доломиты, чередующиеся между собой. Иногда встречаются доломитовые брекчии, состоящие из обломков серых доломитов, сцементированных красным карбонатно-железистым цементом. Горизонт прослеживается не повсеместно и имеет мощность до 30 м. В его верхней части обнаружены водоросли, по общему облику близкие к роду *Collenia* (Н. С. Ильина и В. П. Арсентьев).

4. Вишнево-красные и серо-зеленые ожелезненные алевролиты (аллиты?), лежащие на закарстованной поверхности розовых доломитов в виде гнезд и карманов до 1 м в поперечнике.

В истоках р. Уха-Гола на темно-серых плитчатых доломитизированных известняках залегает двухметровый пласт красных и зеленых полосчатых слоистых песчаников, окрашенных окислами и гидроокислами железа.

5. Серые и черные плитчатые или массивные доломиты. Мощность 140 м.

6. Темно-серые мелкозернистые массивные кварцевые песчаники. В составе их цемента характерно присутствие (иногда до 15—20%) коллофана. Этот горизонт прослеживается не повсеместно; нередко он замещается карбонатной брекчией, иногда же совершенно отсутствует. Мощность 3,5 м.

7. Серые и темно-серые массивные или слоистые доломиты. Эти породы залегают или на кварцевых песчаниках, или непосредственно на черных доломитах пачки 5. Мощность 400 м.

Суммарная мощность боксонской свиты 1100—1200 м.

Сравнивая разрез боксонской свиты в верховьях р. Хорё с разрезом в бассейне р. Боксона, легко заметить их сходство; так, пачки 1—3 в целом соответствуют нижней доломитовой подсвите бассейна р. Боксона. В обоих случаях подсвита заканчивается розовыми брекчиевидными доломитами с водорослями. Пачки 4 и 5 хорошо сопоставляются со средней доломитовой подсвитой, а пачки 6 и 7 соответствуют нижней части верхней доломитовой подсвиты (рис. 23). Весьма характерно как для разреза верховьев р. Хорё, так и для бассейна р. Боксона присутствие в основании верхней доломитовой подсвиты кварцевых фосфатоносных песчаников. Известняковая подсвита боксонской свиты в верховьях р. Хорё отсутствует, по-видимому, она денудирована.

Мангатгольская свита (средний кембрий) протягивается в виде прерывистой полосы вдоль северной границы Боксон-Сархойского синклинория по рекам Улзыте, Хохюр-Желге, Мангат-Голу, Субире, Сахюрте, Забиту, Ямаате и Билюте. В верховьях рек Хорё и Китоя она отсутствует.

Свита сложена серыми глинистыми сланцами и песчаниками, малиново-красными и зелеными алевролитами с редкими прослоями черных битуминозных известняков. Залегают согласно на известняках боксон-

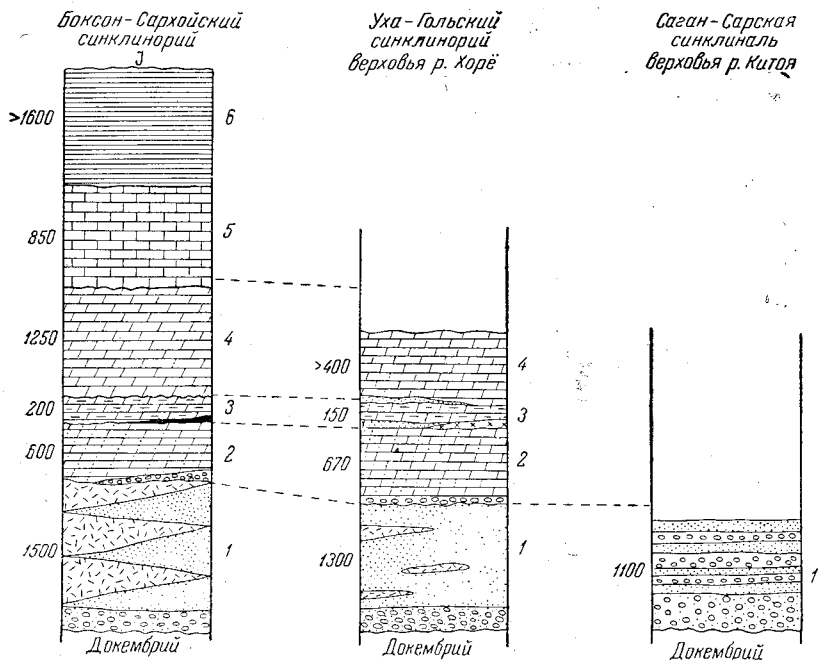


Рис. 23. Сопоставление разрезов кембрийских отложений юго-восточной части Восточного Саяна

1 — сархойская свита (конгломераты, песчаники, эффузивы смешанного состава); боксонская свита: 2 — нижняя доломитовая подсвита (доломиты серые и розовые, в основании конгломераты), 3 — средняя доломитовая подсвита (доломиты, аплиты, песчаники, глинистые сланцы), 4 — верхняя доломитовая подсвита (доломиты, в основании фосфоритоносные кварцевые песчаники, конгломераты), 5 — известняковая подсвита (известняки с фауной археоциат); 6 — мангатгольская свита (глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, известняки)

ской свиты и связана с ней постепенным переходом. Такие соотношения наблюдаются во многих местах, например на левобережье рч. Хужиртай-Гола (по данным бурения), вдоль северной излучины петли р. Забита, по левому берегу р. Ямааты и в нижнем течении р. Билюты.

Для всей свиты в целом отчетливо намечается двучленное строение. Нижняя часть ее разреза представлена серыми глинистыми сланцами и песчаниками, верхняя — пестроцветными алевролитами. Между этими двумя пачками иногда встречаются довольно мощные прослои черных известняков.

Наиболее полно разрез мангатгольской свиты вскрыт на левом берегу рч. Хужиртай-Гола. Здесь обнажаются (снизу):

1. Серые, иногда буроватые глинистые сланцы. Залегают совершенно согласно на известняках свиты. Переход между ними постепенный и представляет собой тонкое переслаивание сланцев и известняков в интервале 1,5 м. Толщина отдельных прослоев не превышает 1 см. Вверх по разрезу преобладающими становятся глинистые тонкоплитча-

тые, часто листоватые сланцы. Они имеют пелитовую, иногда алевропелитовую структуру и микросланцеватую текстуру. В их составе главная роль принадлежит глинистому материалу и карбонату, причем первый частично замещен мелкочешуйчатым серицитом, расположен в виде тонких ориентированных полос, подчеркивающих микросланцеватую текстуру. Местами в пелитовом веществе содержится примесь алевролитовых частиц кварца и полевого шпата. Карбонат равномерно распределен в виде микрозернистого агрегата. Мощность сланцевого горизонта 300 м.

2. Серые кварцево-полевошпатовые равномерно-среднезернистые, массивные или сланцеватые песчаники. Местами среди них отмечаются прослой гравелитов и конгломератов. Продолговатые зерна кварца и полевого шпата, реже обломки известняков и микросланцев обычно хорошо окатаны и вытянуты длинной осью параллельно сланцеватости. Цемент кремнисто-карбонатный, по типу базальный или цемент выполнения. Мощность 100—120 м.

3. Серые глинисто-карбонатные тонколистоватые сланцы те же, что в первом слое. Мощность 200—250 м.

4. Темно-серые, почти черные, скрытокристаллические битуминозные известняки. Мощность до 315 м.

5. Пачка тонко переслаивающихся фиолетовых и зеленых листоватых алевролитовых сланцев. По структурным и текстурным особенностям они весьма сходны со сланцами первого и третьего слоев, но в их составе отсутствует карбонатный материал, а алевропелитовый материал интенсивно окрашен окислами железа. Мощность 300 м.

Описанный разрез мангатгольской свиты несколько изменяется как в западном, так и в восточном направлении. При этом наибольшим постоянством отличаются горизонты первый, второй и третий. Темно-серые битуминозные известняки (четвертый горизонт) в разрезе часто отсутствуют или образуют два маломощных прослоя. Пестроцветные сланцы (пятый горизонт) также развиты не повсеместно, а в верховьях р. Мангат-Гола они замещаются красно-бурыми полимиктовыми песчаниками. Мощность мангатгольской свиты не менее 1600 м.

Приведенный материал позволяет считать, что значительная площадь Восточного Саяна в течение нижнего и частично среднего кембрия являлась областью накопления осадков. Однако разобщенность площадей развития отложений этого возраста и неполнота разрезов, обусловленная, по-видимому, последующей глубокой денудацией, не позволяют наметить границы распространения и изменения кембрийского бассейна. Можно лишь предполагать, что морская трансгрессия, распространявшаяся в начале нижнего кембрия со стороны Монголии при зарождении каледонской геосинклинали, охватила площадь верховьев рек Оки и Китоа. Морской бассейн существовал в виде двух заливов, разделенных между собой участком суши на месте современной Гарганской глыбы. На юго-западе оба залива соединялись, образуя единый морской бассейн, уходящий на территорию современной Монголии. Такие очертания морского бассейна сохранились в течение всего нижнего и начала среднего кембрия. Большая мощность отложений (свыше 6000 м) свидетельствует о постоянном медленном прогибании дна бассейна. На этом фоне, судя по фациальной изменчивости отдельных пачек кембрийских отложений, на некоторых участках в различное время существовали неустойчивые физико-географические условия.

В основании разреза кембрийского осадочного покрова на описываемой площади залегает вулканогенно-терригенная толща, выделенная в сархойскую свиту. К моменту ее отложения где-то поблизости суще-

ствовал сильно расчлененный рельеф, обусловивший снос грубообломочного материала. Постепенное углубление морского бассейна и выравнивание рельефа привело к образованию песчанистых отложений. В западной части изученного района седиментация сопровождалась излияниями эффузивов смешанного состава. Таким образом, по своему общему характеру сархойская свита близка к спилито-кератофировой формации, характерной для начальных этапов развития геосинклинали.

После отложения сархойской свиты произошли сравнительно слабые тектонические движения и внедрились интрузии габбро-диабазового состава. Отложения боксонской свиты лежат на своей постели со слабым несогласием.

После внедрения габбро-диабазов, явившихся продуктом одной из ранних фаз каледонского тектогенеза (вероятно, салаирской), наступила кратковременная регрессия кембрийского моря. Полное осушение произошло лишь в восточной части рассматриваемой области (бассейны рек Китоя, Хорё, Боксона). Здесь боксонская свита, имея в основании пачку конгломератов, ложится на слабо размытую поверхность сархойской свиты. В западной части области шла непрерывная седиментация и постепенная смена песчанистых осадков карбонатными.

Значительная мощность (более 3000 м) и однообразный состав боксонской свиты свидетельствуют о широкой и длительной морской трансгрессии. В обширном морском бассейне происходило накопление мощной карбонатной толщи, сложенной внизу доломитами, а сверху известняками. В это время на площади морского бассейна возникли участки с несколько различным геотектоническим режимом, что привело к некоторым фациальным различиям и колебаниям мощности отдельных подсвит. По-видимому, этими же причинами можно объяснить отсутствие боксонской и мангатгольской свит в бассейне р. Китоя и неполноту разреза нижнего кембрия в верховьях р. Хорё. Среди отложений боксонской свиты довольно часто встречаются песчанистые, обломочные, брекчиевидные, водорослевые и оолитовые доломиты, кварцевые фосфатоносные песчаники, бокситы и бокситоподобные породы. Все это указывает на мелководные условия осадконакопления.

За время отложения боксонской свиты на фоне общего прогибания в некоторых участках происходило двукратное поднятие и связанные с ними регрессии. Первая регрессия имела место после отложения нижней доломитовой подсвиты, причем из-под уровня моря оказались выведенными восточная и западная части рассматриваемого района. В его центральной части седиментация была непрерывной.

На площади бассейна рек Боксона и Хорё в это же время происходил слабый размыв и закарстование доломитов нижней подсвиты, на которые при новой трансгрессии отложились бокситы и бокситоподобные породы (аллиты). Характер водоема, в котором отлагались эти осадки, не совсем ясен. Возможно, это была обширная солонатоводная лагуна, окруженная пологими берегами. Материалом для образования бокситов служили габбро-диабазы. Тонкая дисперсность бокситового материала говорит о том, что он поступал в водоем в виде истинного или коллоидного раствора, а постоянное присутствие мелких обломков циркона, апатита и других минералов указывает, что осаждалась также терригенная мусть.

В западной части (бассейн р. Сархоя) регрессия и связанный с ней перерыв выражены резко, а отложения, залегающие в основании средней подсвиты, вместо бокситовых представлены терригенными, часто грубообломочными фациями. Затем различия в условиях осадконакопления постепенно сглаживались и повсеместно отлагались глинистые и карбонатные осадки средней доломитовой подсвиты.

Начало отложения верхней доломитовой подсвиты ознаменовалось новой регрессией, охватившей западную и восточную окраины области. На западе (бассейн р. Сархоя) были размывы горизонты доломитов средней подсвиты и произошло отложение конгломератов и брекчий, а на востоке (бассейны рек Хорё и Боксона) отлагались кварцевые фосфатоносные песчаные осадки. Центральная часть (р. Забит) по-прежнему продолжала медленно прогибаться, и карбонатные осадки накапливались здесь непрерывно.

Затем во всем морском бассейне установились почти одинаковые условия, сохранявшиеся до конца отложения боксонской свиты. Сначала шло накопление доломитовых осадков, к которым в значительном количестве примешивались кремнистые. Позднее произошло постепенное изменение физико-химических условий водной среды, и боксонская свита заканчивается толщей известняков.

Продолжающееся погружение привело к постепенной смене известняков тонкослойной серией осадков мангатгольской свиты с ее характерной перемежаемостью глинистых, алевролитовых и песчаных слоев с редкими прослоями известняков. Более молодые, чем среднекембрийские, отложения в восточной части Восточного Саяна отсутствуют, и дальнейшая история рассматриваемой области становится надолго неясной.

НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Нижнепалеозойские отложения занимают в Юго-Западном Забайкалье около 20% площади. Наиболее значительное пространство, сложенное ими, находится в крайней западной части Юго-Западного Забайкалья — в бассейне р. Джиды. Сравнительно небольшие участки нижнепалеозойских отложений выделены восточнее — в бассейне р. Темника (по притоку Иро) и на северных склонах Заганского хребта. Находками фауны в ряде пунктов бассейна р. Джиды доказано присутствие нижнего кембрия; наличие более молодых нижнепалеозойских отложений (до ордовика включительно) допускается лишь условно. Не обосновано палеонтологически выделение нижнего палеозоя, отнесенного к нижнему кембрию, по р. Темнику и в Заганском хребте.

К нижнему палеозою в Юго-Западном Забайкалье принадлежат, по-видимому, и некоторые другие отложения, относимые в настоящее время к более древним. Так, например, нижнепалеозойскими, по крайней мере частично, могут оказаться отложения, включенные в битуджинскую свиту и обозначенные как нерасчлененный протерозой. Известно, что на ряде участков бассейна Джиды нижний палеозой и битуджинская свита почти не отличаются друг от друга, так как характеризуются большим сходством литологии, степени метаморфизма, геологической структуры и пр. При этом местами между ними как будто наблюдаются постепенные переходы, что отмечалось Б. Н. Артемьевым, П. Е. Луненком, М. В. Бесовой, а позже А. И. Агарковым и др. Мнение о возможности нижнепалеозойского возраста битуджинской свиты высказывалось прежде П. И. Налетовым (1936, 1941), М. В. Бесовой (1939) и др. М. В. Бесова даже допускала, что большинство метаморфических толщ Хамар-Дабана имеет нижнепалеозойский возраст.

Имеются в Юго-Западном Забайкалье отложения, которые недавно считались нижнепалеозойскими, а теперь относятся к более молодым. Длительное время, например, многие исследователи включали в нижний палеозой так называемую боргойскую толщу. Е. В. Павловский (1949) и др. считали ее кембрийской. П. И. Налетов и некоторые дру-

гие геологи допускали вероятность верхнепротерозойского — нижнекембрийского ее возраста. В настоящее время эта толща (сначала на основании косвенных признаков, а затем и палеонтологических данных) признана мезозойской.

Нижний палеозой, развитый в западной половине бассейна р. Джиды, слагает полосу шириной 50—60 км, вытянутую в северо-западном направлении почти на 200 км. Он представлен мощными отложениями геосинклинального типа, которые смяты в крутые, обычно опрокинутые складки, нарушены многочисленными разрывными дислокациями, прорваны разновозрастными интрузиями, часто сильно метаморфизованы, а местами перекрыты молодыми осадочными и эффузивными породами. Все это при отсутствии выдержанных маркирующих горизонтов и частой смене фаций по простиранию чрезвычайно затрудняет изучение стратиграфии нижнепалеозойских отложений.

Первые сведения о нижнем палеозое бассейна р. Джиды принадлежат Л. Ячевскому (1898). Он отметил в среднем течении реки (выше с. Михайловки) свиту перемежающихся известняков и вакковых песчаников, которую предположительно и, как оказалось впоследствии, в общем правильно считал одновозрастной с мотскими отложениями по р. Иркуту. Мотские отложения в то же время датировались в соответствии с выводами И. Д. Черского силуром, а позднее был доказан их кембрийский возраст.

В 1915 г. в бассейне Джиды проводил исследования А. В. Львов (1924), сообщивший о своей находке в прослойке мергелистого известняка, залегающего среди сланцев на левом берегу Джиды в трех-четыре верстах выше с. Харацая, плохо сохранившихся остатков *Spirifer*. По мнению этого автора, находка *Spirifer* подтвердила принадлежность свиты известняков и сланцев, широко распространенной в среднем и нижнем течении р. Джиды, к палеозою. Указание А. В. Львова впоследствии легло в основу многих стратиграфических построений, в соответствии с которыми на обширной площади бассейна Джиды выделялся девон (Артемьев, 1934; Налетов, 1935; Шалаев, 1935 и др.).

Б. Н. Артемьев по материалам работ 1923—1924 гг. расчленил палеозойские отложения на две части. В западной половине бассейна Джиды он выделил цакирскую свиту, считая ее относительно более древней, а в восточной части — гегетуевскую свиту, занимающую, по его мнению, более высокое стратиграфическое положение. Цакирская свита, по данным этого исследователя, представляет сложную перемежаемость граувакковых песчаников и сланцев с подчиненными конгломератами, кремнистыми сланцами и известняками, а гегетуевская свита, метаморфизованная заметно сильнее цакирской, состоит из конгломератов и сланцев, нередко грауваккового характера, с небольшим количеством известняков. Кроме того, к гегетуевской свите Б. Н. Артемьев ошибочно относил эффузивы выделяемой ныне петропавловской свиты мезозойского возраста. Возраст всех палеозойских отложений, согласно Б. Н. Артемьеву, соответствует девону, если учитывать палеонтологические находки, сделанные якобы в ряде мест верхнего течения Джиды (по рекам Хохюрте, Хамнею и Хуртуге) им лично, а ниже по течению — А. В. Львовым. По этому поводу Б. Н. Артемьев заметил, что у него имеется образец *Spirifer hecheli* в известняке из района Харацая, представленный А. В. Львовым и определенный М. Э. Янишевским.

Следует заметить, что В. А. Обручев (1935) сомневался в правильности определения фауны, найденной А. В. Львовым, и считал даже вероятной принадлежность отложений, заключающих ее, к протерозою. Известно, что в настоящее время часть этих отложений действительно

относится к протерозою (битуджинская свита), но в основном, как выяснилось, они являются составной частью нижнего палеозоя.

В 1932 г. М. В. Бесова впервые в бассейне Джиды обнаружила кембрийскую фауну археоциат, что коренным образом изменило сложившиеся представления о его стратиграфии и тектонической позиции. Установив широкое развитие в бассейне р. Джиды нижнего палеозоя, М. В. Бесова расчленила его на две толщи: нижнюю — осадочно-эффузивную и верхнюю — песчаниково-известняково-сланцевую. Все эти отложения она отнесла к кембро-силуру.

Получив первые сведения о находке в бассейне Джиды кембрийской фауны, В. А. Обручев (1935, 1936) высказал мнение, что вторжение кембрийского моря на окраину «древнего темени» произошло со стороны Монголии. При этом он заметил, что археоциаты, найденные М. В. Бесовой, относятся к известнякам ранее неизвестной зеленокаменной свиты, которая на граувакковую не похожа и, следовательно, вопрос о возрасте последней остался открытым. Выше отмечалось, что В. А. Обручев считал вероятной принадлежность ее к протерозою.

Вскоре после первой палеонтологической находки кембрийская фауна была выявлена в ряде других мест бассейна р. Джиды и, в частности, там, где прежде указывалась девонская фауна. Так, по р. Хохюрте П. И. Налетов (1941) обнаружил археоциаты, а в том обнажении, где А. В. Львов отмечал присутствие *Spirifer*, нашел водоросли, которые, по определениям А. Г. Вологодина, не моложе среднекембрийских. Обобщив весь наличный материал, П. И. Налетов пришел к выводу об отсутствии на описываемой территории отложений девона, а нижний палеозой расчленил на две свиты: хохюртовскую и джидинскую. Первую, в соответствии с определениями археоциат А. Г. Вологодина, он отнес к верхам нижнего кембрия, вторую — к низам среднего кембрия. В хохюртовскую свиту вошли сланцы, песчаники, известняки, кварциты конгломератовидные и некоторые другие породы, в джидинскую — песчаники, сланцы, известняки, туфогенные образования, эффузивы и др. В отличие от М. В. Бесовой П. И. Налетов включил эффузивы в верхнюю свиту, однако позднее изменил свое мнение. В публикациях 1956 г., в сущности согласившись с представлениями М. В. Бесовой, он выделил нижнекембрийскую эффузивно-осадочную свиту и среднекембрийскую (?) песчано-сланцевую свиту. Позже П. И. Налетов перенес на эффузивно-осадочную свиту наименование хохюртовская, а на песчано-сланцевую свиту — джидинская, что нашло отражение, в частности, в стратиграфическом словаре СССР (1956) и в ряде новых геологических карт. Почти никаких деталей стратиграфии отдельных свит нижнего палеозоя П. И. Налетов не привел и не высказал мнения о мощности этих отложений.

Более подробную схему стратиграфии нижнего палеозоя в Джидинском районе разработали М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1952):

Нижний кембрий

А. Сланцево-известняковая свита (6000—8000 м).

1. Нижняя толща: различные сланцы с прослоями песчаников и аргиллитов.
2. Верхняя толща: 1) горизонт известняков и конгломератов с подчиненными сланцами, кварцитами и песчаниками, 2) горизонт сланцев и песчаников, 3) горизонт известняков с небольшим количеством песчаников и сланцев.

Б. Вулканогенная свита (7000—8000 м) — измененные, преимущественно основные, эффузивы, туфы, туфогенные породы, известняки, сланцы, песчаники, конгломераты и некоторые другие породы.

Средний кембрий

Известняки и измененные глинистые сланцы. Мощность 6000—8000 м.

В основу приведенной схемы легли материалы, собранные С. В. Обручевым при исследованиях 1941 г. Ее авторы сделали ряд замечаний относительно выводов П. И. Налетова и, в частности, показали, что конгломератовидные породы, которым П. И. Налетов приписывал тектоническое происхождение, на самом деле являются нормальными конгломератами.

В 1947—1954 гг. изучением стратиграфии нижнего палеозоя в центральной части бассейна Джиды занимался Е. Н. Смолянский. В 1949 г., еще до появления в печати работы М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1952б) и, следовательно, независимо от них, Е. Н. Смолянский пришел к близким выводам и также предложил стратиграфическую схему с трехчленным делением нижнего палеозоя, выделив нижнюю — известняково-сланцевую, среднюю — осадочно-эффузивную и верхнюю — песчаниково-сланцевую толщи, впоследствии названные свитами.

Н. П. Михно, изучавший в 1949 г. примерно ту же территорию, пришел в основном к тем же выводам, но в отличие от Е. Н. Смолянского предложил расчленить отложения не на три, а на четыре свиты (снизу): шабартаевскую, ухаубурскую, эффузивно-осадочную и уленгинскую. При этом шабартаевскую свиту, состоящую главным образом из песчаников, известняков и кремнистых сланцев общей мощностью 8500—9000 м, Н. П. Михно отнес к верхнему протерозою, что, между прочим, соответствовало ранним предположениям В. А. Обручева (1935, 1936). Ухаубурская свита, представленная конгломератами и песчаниками мощностью более 500 м, по данным Н. П. Михно, лежит в основании нижнего кембрия и ее формированию предшествовал длительный перерыв. Эффузивно-осадочная свита мощностью до 2000 м, состоящая из осадочных, туфогенных и эффузивных преимущественно основных пород, отнесена этим исследователем к верхам нижнего кембрия, а уленгинская свита, в состав которой входят конгломераты, песчаники и сланцы, мощностью до 5000 м, — к верхнему кембрию — нижнему силуру (верхнему кембрию — ордовику в соответствии с современной геохронологией).

В 1954 г. Е. Н. Смолянский присоединился к мнению Н. П. Михно о расчленении древних отложений в центральной части бассейна Джиды на четыре свиты, однако возраст их заключал в рамки: нижний кембрий — нижний силур (ордовик).

Кроме упоминавшихся исследователей, изучением нижнего палеозоя бассейна р. Джиды занимались И. П. Кушнарев, Л. М. Афанасьев, а в последнее десятилетие Б. В. Бубякин, В. Н. Лярский, А. И. Петров, М. М. Фомин, Н. И. Фомин, А. И. Сиротин, Л. М. Кононов, С. М. Лавров, Е. В. Степанова, Б. Н. Одокий, А. А. Одокий, А. И. Агарков и многие другие, существенно пополнившие фактические материалы. По данным исследований 1955 г., Б. Н. Одокий и А. А. Одокий представили свою схему разреза, согласно которой в нижнем палеозое, отнесенном к нижнему и среднему кембрию, выделены три свиты: 1) эффузивно-осадочная (нижняя) — известняки и зеленые сланцы, представляющие собой главным образом измененные эффузивы, мощность около 2000 м; 2) джидинская (средняя) — измененные песчаники, слюдистые сланцы и известняки, мощность более 3000 м; 3) хохюртовская (верхняя) — конгломераты, сланцы, песчаники, известняки, мощность около 3000 м. В хохюртовскую свиту были включены те отложения, которые П. И. Налетов (1941) относил к ней первоначально, но Б. Н. Одокий и А. А. Одокий поместили ее не в низах, а в верхней части разреза.

Таковы вкратце взгляды разных исследователей на стратиграфию нижнего палеозоя бассейна Джиды. Детальные работы последних лет (Е. Н. Смолянский и др.) раскрывают многие стороны этого вопроса

в совершенно новом свете. В настоящее время в нижнем палеозое, расчлененном на нижний кембрий и условно кембро-ордовик, выделяют три свиты: хасуртинскую, долон-модонскую и джидинскую.

Нижнепалеозойские отложения в рассматриваемом районе смяты в складки (рис. 24), причем в целом они образуют синклинорий, вытянутый в северо-западном направлении. Выходы наиболее древних нижекембрийских отложений приурочены главным образом к периферическим частям синклинория, их гораздо меньше в его внутренней части,

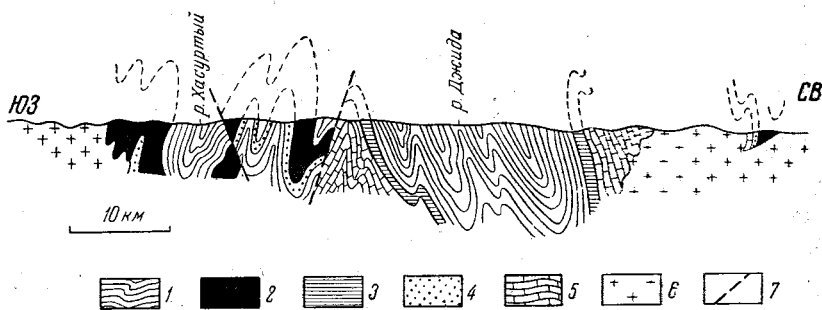


Рис. 24. Схематический геологический разрез через Джидинский синклинорий 1 — джидинская (Ст₁-О?) свита; долон-модонская (Ст₁) свита; 2 — эффузивы, 3 — осадочные породы; хасуртинская свита (Ст₁); 4 — зунойногорская подсвита. 5 — булуктаевская подсвита; 6 — палеозойские гранитоиды; 7 — разрывные нарушения

сложенной преимущественно отложениями кембро-ордовика (?). Рассмотрим несколько подробнее, что же представляют собой нижнепалеозойские отложения бассейна Джиды.

Нижний кембрий

Хасуртинская свита в бассейне Джиды разделяется на две подсвиты: булуктаевскую и зунойногорскую.

Булуктаевская подсвита изучалась во многих местах, при этом наиболее значительные выходы ее наблюдались в северо-восточном крыле синклинория (по долинам рек Булуктая, Хуртуги, Хамнея, Хохурты и др.) и на отдельных участках в его ядре (по долине р. Хасуртыя и др.).

Для булуктаевской подсвиты характерно господство карбонатных и карбонатсодержащих пород, среди которых наряду с известняками и известковыми сланцами отмечаются кремнистые, филлитовидные, хлоритовые, биотитово-хлоритовые и другие разновидности сланцев, песчаники, сравнительно редко встречаются конгломераты и осадочные брекчии, во многих случаях обильно насыщенные известковым материалом. Перечисленные породы, переслаиваясь друг с другом, обычно связаны постепенными взаимными переходами, однако местами между отдельными слоями, отличающимися по составу, наблюдаются резкие контакты. Последние особенно типичны для слоев кремнистых и филлитовидных сланцев. Постепенные переходы одних пород в другие по простиранию обусловили изменчивость стратиграфического разреза подсвиты и непостоянные количественные соотношения между различными образованиями на разных участках. Известняки и другие карбонатные породы преобладают в разрезе подсвиты во внутренних частях первичного геосинклинального прогиба, по периферии синклинория их заметно меньше, зато здесь возрастает роль сланцев и обломочных пород. Тем

не менее карбонатные породы, встречаясь в общем в разных частях разреза подсыты, лежат преимущественно в ее низах (рис. 25).

Известняки слагают пласты мощностью до нескольких сотен метров. Чаще они слоистые, но местами массивные, обычно в разной степени мраморизованы и имеют мелкокристаллическую, а местами средне- и крупнокристаллическую структуру. Цвет их белый, светло-серый, темно-серый, почти черный. Встречаются желтоватые, зеленова-

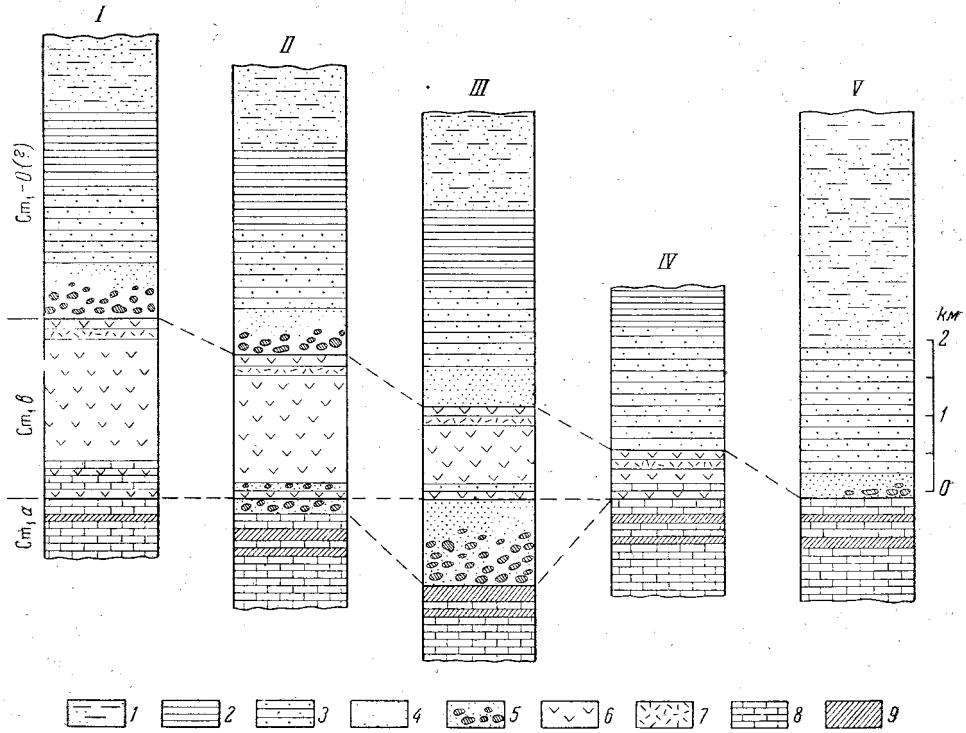


Рис. 25. Схематические разрезы нижнего палеозоя на юго-западном крыле Джидинского синклинория: I — крайняя юго-западная часть синклинория; II — часть синклинория несколько северо-восточнее (верховье р. Хасуртыя); III — среднее течение р. Хасуртыя; IV — нижнее течение р. Хасуртыя; V — вблизи устья р. Хасуртыя (недалеко от центральной области синклинория). Ст₁-О(?) — джидинская свита; Ст₁б — долон-модонская свита; Ст₁а — хасуртинская свита

1 — песчаники, сланцы, известняки; 2 — сланцы с подчиненными песчаниками; 3 — песчаники с подчиненными сланцами; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — эффузивы; 7 — туфогенные отложения; 8 — известняки; 9 — кремнистые сланцы

тые, розовые, неравномерно окрашенные (пятнистые) разновидности. Известняки очень часто брекчированы, при этом густая сеть пересекающихся трещин нередко заполнена кальцитом и кварцем. Во многих местах известняки содержат примеси песчаного, главным образом кварцевого, материала (песчанистые известняки), при значительном обогащении которыми они постепенно переходят сначала в известковистые, а затем и в другие разновидности песчаников. Такие переходы наблюдаются как по простираению, так и по мощности отдельных пластов.

Наличие в известняках примесей глинистого и песчано-глинистого материала обусловило появление в процессе метаморфизма новообразований серицита, хлорита, светлой слюды и эпидота, концентрирующихся, как правило, в тонких прослойках. Карбонатные осадки с более обильными глинистыми и песчано-глинистыми примесями в результате

метаморфизма перешли в разнообразные известковые сланцы — кварцево-известковые, серицитово-известковые, кварцево-серицитово-известковые, хлоритово-известковые, кварцево-хлоритово-известковые, биотитово-хлоритово-известковые и т. п. Метаморфизм существенно глинистых и песчано-глинистых отложений обусловил появление филлитовидных, кварцево-серицитовых, кварцево-хлоритовых, кварцево-биотитово-хлоритовых и даже кварцево-биотитовых сланцев. Все эти сланцы часто содержат в разных количествах карбонаты и связаны постепенными переходами с известковыми сланцами.

В ряде случаев перечисленные кварцсодержащие сланцы формировались, по-видимому, не за счет преобразования глинистых и кварцево-глинистых осадков, а в процессе окварцевания известковых сланцев. Сланцы, содержащие биотит и являющиеся продуктом более глубокого метаморфизма, часто приурочены к зонам экзоконтактов гранитоидных интрузивов. Может быть, именно поэтому они относительно широко распространены в краевых частях синклиория, особенно в северной и северо-восточной, где много гранитоидных массивов. В юго-западном крыле синклиория выходов булуктаевской подсвиты очень мало, но биотитовые сланцы здесь все же можно встретить в ксенолитах среди гранитоидов.

Кремнистые сланцы представлены изредка оолитовидными, местами тонкослоистыми, а в большинстве грубослоистыми и массивными породами с тонкокристаллической структурой. Окраска их серая (от самых светлых тонов до почти черной), реже белая, желтоватая, розоватая, бурая и др. Почти везде кремнистые сланцы сильно раздроблены, причем густая сеть трещин в них заполнена кварцем, что придает породам брекчиевидный облик.

Кремнистые сланцы распространены главным образом в верхах подсвиты, где слагают довольно выдержанные по простираанию пласты мощностью от долей метра до многих десятков метров. Чаще всего кремнистые сланцы лежат среди известняков, хотя менее мощные пласты их встречаются в сланцах, песчаниках и в других породах. С известняками и различными другими сланцами кремнистые сланцы имеют как резкие, так и постепенные контакты, причем в последнем случае наблюдаются переходные породы, в частности известково-кремнистые сланцы и кремнистые известняки.

Конгломераты и осадочные брекчии были обнаружены в маломощных линзах среди известняков верхней части разреза подсвиты. Они являются внутрiformационными образованиями и состоят из неокатанных и грубоокатанных обломков известняков и кремнистых сланцев, сцементированных известковым материалом.

Мощность булуктаевской подсвиты достигает 3000 м. Ее возраст определяется палеонтологическими данными, описание которых приводится ниже. По-видимому, булуктаевская подсвита соответствует нижней толще сланцево-известняковой свиты нижнего кембрия в схеме М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1952). Правда, мощность этой толщи определена ими в 5000 м. Н. П. Михно описал те же отложения под названием шибартаевской свиты и, как отмечалось выше, отнес ее к верхнему протерозою. Очень большая мощность этих отложений (по данным Н. П. Михно, до 9000 м), возможно, объясняется включением в них и тех отложений, которые в настоящее время вошли в джидинскую свиту.

Стратиграфические взаимоотношения булуктаевской подсвиты с условно протерозойской битуджидинской свитой не изучены и остаются неясными. По ряду косвенных признаков можно предполагать наличие между ними, по крайней мере местами, несогласия. Такими призна-

ками, в частности, являются: более глубокий общий метаморфизм битуджидинской свиты, часто наблюдаемые сложные дислокации, наличие на площади развития битуджидинской свиты интрузивных пород, которые не встречаются на площади, сложенной нижним палеозоем, и т. п.

Зунойногорская подсвита образует наиболее крупные выходы в долинах рек Хасуртыя, Уленги (по ее притоку р. Зун-Ойногору и др.), в верховье р. Джиды и в некоторых других местах как центральной области синклиория, так и по его окраинам. Подсвита представлена главным образом конгломератами и песчаниками, причем конгломераты лежат преимущественно в низах подсвиты, а песчаники — в ее верхах (см. рис. 25). Конгломераты и песчаники связаны постепенными взаимными переходами, наблюдавшимися и по разрезу и по простираанию пластов. В свою очередь песчаники на ряде участков постепенно, через песчанистые разновидности пород переходят в известняки, известковые, кремнистые и другие сланцы, по своей характеристике аналогичные таким же породам булуктаевской подсвиты. Разрез зунойногорской подсвиты, следовательно, очень неустойчив. Местами почти вся подсвита состоит из конгломератов, во многих случаях в ней доминируют песчаники, а местами и те и другие вытесняются известняками и сланцами (см. рис. 25). Невыдержанна и мощность подсвиты. Достигая, в общем, значительной величины (2000 м), она местами резко уменьшается; кое-где, по-видимому, зунойногорская подсвита даже выклинивается.

Почти повсеместно конгломераты содержат хорошо окатанный обломочный материал, представленный галькой и разными по величине валунами. При этом для конгломератов каждого участка характерен свой средний размер крупного обломочного материала, на который обычно приходится существенная часть объема этих пород. Известны конгломераты, в основном состоящие из валунов размером 0,5—1 м в поперечнике, изредка, преимущественно в низах подсвиты, встречаются тонкие слои осадочных брекчий и конгломератов с грубоокатанным обломочным материалом. Эти отложения местами как будто сливаются с нижележащей, булуктаевской подсвитой, в верхней части разреза которой отмечались аналогичные образования. Почти весь обломочный материал конгломератов зунойногорской подсвиты состоит из пород булуктаевской подсвиты, главным образом из известняков и кремнистых сланцев. Очень часто конгломераты имеют мономиктовый характер, так как доминирующее значение в них приобретает обломочный материал одного состава. Кроме однородного обломочного материала, в конгломератах попадает и иная галька — белого и серого кварца, сланцев битуджидинской свиты, древних гранитов, сиенитов, диоритов и пр. Такой гальки в конгломератах обычно очень мало, и только на отдельных участках, ближе к периферии синклиория, она присутствует в более заметных количествах. Цемент конгломератов чаще всего известковисто-песчанистый, реже известковый.

Песчаники зунойногорской подсвиты содержат более разнообразный по составу кластический материал, чем описанные конгломераты. Наряду с кварцем, главной составной частью, под микроскопом в них довольно часто выявляются полевые шпаты, мелкие обломки пород гранитоидного состава и др. Цемент песчаников известняковый.

Отнеся в 1949 г. описанные конгломераты к нижней толще кембрия, лежащей под осадочно-эффузивной толщей (см. выше), Е. Н. Смоленский вместе с тем обратил внимание на особое стратиграфическое значение этих обломочных отложений, что и подтвердилось при работах следующего года, когда конгломераты вместе с другими образова-

ниями были выделены в самостоятельную толщу, занявшую положение выше сланцево-известняково-песчаниковой и ниже осадочно-эффузивной толщи. При этом было высказано мнение о предшествовавшем формированию конгломератов перерыве в осадконакоплении. Позже, назвав эту толщу зунойгорской свитой, Смолянский считал вероятным ее залегание на более древних отложениях с угловым несогласием.

Выделяя описываемые отложения под названием ухабурской свиты, Н. П. Михно считал, что они лежат на булуктаевской подсвите (его шабартаевская свита условно верхнепротерозойского возраста) несомненно с угловым несогласием. В течение перерыва, предшествовавшего формированию ухабурской свиты, по мнению Н. П. Михно, внедрились гранитоиды (о чем этот исследователь судил по косвенным признакам), а также имел место метаморфизм и глубокий размыв подстилающих осадков.

Аналогом зунойгорской подсвиты в схеме М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1952б), по-видимому, является верхняя часть в сланцево-известняковой свите нижнего кембрия, характеризующаяся сходным составом и положением в разрезе.

Материалы, имеющиеся в настоящее время, позволяют сделать вывод о наличии между зунойгорской и булуктаевской подсвитами стратиграфического несогласия. Формирование зунойгорской подсвиты, судя по всем данным, протекало в условиях поднятия и интенсивной эрозии отдельных частей геосинклинали. Пространственное распределение разных отложений подсвиты, особенно брекчий и конгломератов, характеристика последних, отличающихся в каждом отдельном случае своим составом и размером обломочного материала, степенью его окатанности и другими чертами, свидетельствуют о том, что поднятие захватило главным образом окраины геосинклинали, но местами оказались поднятыми, возможно кратковременно, и некоторые внутренние участки (интрагеоантиклинали).

В результате перестройки рельефа геосинклинали на одних участках происходила эрозия более древних образований, в том числе булуктаевской подсвиты, на других накапливались осадки, давшие конгломераты и прочие обломочные породы зунойгорской подсвиты, на третьих — в известном удалении от поднятых участков — продолжалось накопление карбонатных и других отложений, в общем однотипных с булуктаевской подсвитой. В таких местах две смежные подсвиты сливаются друг с другом путем незаметных переходов и представляют собой непрерывный комплекс отложений.

Долон-модонская свита слагает наиболее значительные площади в юго-западном крыле синклинория. Здесь в целом ряде мест, в частности по долинам рек Хасуртыя и Долон-Модона, она образует множество крупных скальных выходов.

В долон-модонскую свиту входят разнообразные эффузивные, туфогенные и осадочные породы. Среди эффузивов на всех участках господствующее положение занимают представители основного состава, преимущественно диабазы, спилиты, авгитовые, роговообманковые и плагиоклазовые порфиристы, а к менее распространенным принадлежат диабазовые порфиристы и породы, содержащие бурую роговую обманку, — протеробазы и протеробазовые порфиристы. Породы с повышенной кислотностью, такие, как кварцевые порфиристы, кварцевые порфиры, альбитофиры и кварцевые альбитофиры, встречаются сравнительно редко. Эффузивные породы в различной степени метаморфизованы. Почти повсеместно они подверглись сосюритизации, хлоритизации, амфиболитизации и эпидотитизации, что отразилось на их окраске — зеленоватой разной интенсивности. Наиболее измененные эффузивы рас-

пространены в краевых частях синклинория, где они часто сильно рассланцованы и переходят в зеленые сланцы — хлоритовые, кварцево-хлоритовые и пр., совершенно теряя при этом свои первоначальные признаки.

Измененные подобно эффузивам туфогенные породы представлены преимущественно туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Встречаясь совместно, эти породы часто связаны постепенными взаимными переходами, которые наблюдаются и по разрезу и по простиранию отдельных слоев. Перечисленные туфогенные породы отличаются известным разнообразием, что определяется, с одной стороны, непостоянством количественных соотношений между пирокластическим и обломочным материалом осадочного происхождения, а с другой — формой, размерами и особенно составом обломочного, главным образом осадочного, материала. В то время как пирокластический материал по составу довольно однообразен и обычно соответствует отмечавшимся выше основным эффузивам, осадочный обломочный материал туфогенных пород на разных участках даже в одних и тех же слоях качественно очень сильно меняется. Местами он заимствован преимущественно из осадочных пород — чаще из известняков, реже из кремнистых сланцев и др. В других случаях в нем преобладает хорошо окатанная галька эффузивных и туфогенных пород, сформировавшаяся в процессе размыва более ранних отложений долон-модонской свиты. Туфогенные породы нередко связаны постепенными переходами с различными осадочными породами.

Среди осадочных пород долон-модонской свиты наиболее распространены конгломераты, песчаники, известняки и сланцы — известковые, филлитовидные, кремнистые и др. Обликом и составом эти породы часто почти не отличаются от таких же пород подстилающей хасуртинской свиты, но во многих случаях обладают своими собственными признаками. Кроме того, в долон-модонской свите имеются разновидности осадочных пород, не встречающиеся в хасуртинской свите. К ним, например, относятся оолитовые известняки, конгломераты, песчаники и другие обломочные породы, содержащие гальку и более мелкий кластический материал из эффузивных, туфогенных и других пород.

Стратиграфический разрез долон-модонской свиты очень невыдержан и в разных частях бассейна Джиды неодинаков (см. рис. 24 и 25). Так, эффузивы и туфогенные породы развиты главным образом в краевых частях синклинория, причем наиболее мощная их толща наблюдается в юго-западном его крыле. По мере удаления с юго-запада на северо-восток в направлении к центральной части синклинория общая мощность эффузивов и туфогенных пород постепенно уменьшается и они уступают место осадочным породам. На обширной площади в центральной части синклинория эффузивов и туфогенных отложений вообще нет, и долон-модонская свита представлена здесь только осадочными породами — известняками, известковыми и другими сланцами, песчаниками, конгломератами, при этом она незаметно сливается с зунойногорской подсвитой. На северо-восточном крыле синклинория, на самой его периферии, местами (долина Улейгчин и др.) эффузивы появляются опять, но в небольших количествах. Непостоянны в описываемой свите объемные соотношения также между эффузивами и туфогенными породами. На одних участках доминируют первые, на других — вторые, причем эффузивы лежат преимущественно в низах свиты.

Залегая на более древних кембрийских образованиях в общем согласно, долон-модонская свита на значительной территории начинается снизу переходной пачкой — эффузивами, переслаивающимися с разными осадочными породами: в одних местах с известняками,

в других с известковыми сланцами, в третьих с песчаниками, конгломератами и т. д., что в основном определяется характером подстилающих отложений, принадлежащих к зунойногорской подсвите. Выше переходной пачки лежат многочисленные слои эффузивов, между которыми сначала изредка, а по мере продвижения вверх по разрезу все чаще попадаются слои осадочных и туфогенных пород — известняков, сланцев, песчаников, конгломератов, туфоконгломератов, туфопесчаников, туфов и др. В верхах свиты существенную роль играют туфогенные образования, хотя и здесь имеются эффузивы и встречаются слои осадочных пород. Обращает на себя внимание, что в конгломератах и в других обломочных породах, залегающих под эффузивами в самом основании долон-модонской свиты, совершенно отсутствует кластический материал из эффузивных пород. В первых же слоях обломочных пород выше по разрезу он весьма обилен.

Судя по всему, формирование эффузивов протекало в условиях продолжающихся интенсивных тектонических движений и в обстановке сложного рельефа (как отмечалось, начало их относится ко времени накопления отложений зунойногорской подсвиты). В связи с этим изливавшиеся по разломам в краевых частях геосинклинали лавы попадали не только в подводную среду, но местами застывали на поверхности.

О различных условиях образования эффузивов свидетельствуют многие признаки, в частности наличие в долон-модонской свите подущечных лав, эффузивов с шаровой и столбчатой отдельностью и др. По всей вероятности, на приподнятых участках, подвергавшихся эрозии, эффузивы ложились не только на зунойногорскую подсвиту, но и на более древние отложения — на булуктаевскую подсвиту, а возможно, по периферии геосинклинали и на битуджинскую свиту. Следовательно, можно предполагать, что долон-модонская свита перекрывает зунойногорскую подсвиту со стратиграфическим несогласием.

На наличие некоторого несогласия в залегании долон-модонской свиты, именованной многими исследователями осадочно-эффузивной, указывает и Н. П. Михно.

Мощность долон-модонской свиты близка к 5000 м. Общая мощность нижнего кембрия оценивается приблизительно в 10 000 м.

Нижнекембрийский возраст описанных отложений нижнего палеозоя подтверждается палеонтологическими данными. М. В. Бесовой (1939) и П. И. Налетовым и др. (1941) были собраны в разных частях бассейна Джиды остатки археоциат (определения А. Г. Вологодина): *Coscinocyathus* sp., *Rhabdocyathus* sp., *Archeocyathus* sp., *A. acutus* Born., *A. amplus* Vologd., *Cyclocyathus* sp., *Sibirecyathus* sp., *Bicyathus* sp., *Protopharetra* sp., *P. laxa* (?) Born., *Labyrinthomorpha* sp., *Ethmophyllum karagani* Vologd., *E. obrutschevi* Vologd. Кроме того, М. В. Бесовой, как указывают В. Г. Васильев, В. С. Волхонин и др. (1959), были найдены *Ajacyathus* sp. и *Archaeolynthus* sp. В ряде пунктов археоциаты найдены Е. Н. Смолянским и другими геологами. М. В. Бесова и П. И. Налетов обнаружили также водоросли *Collenia*, *Collenia* sp. (*Collenia undosa* Walcott), *Epiphyton fasciculatum* Charn., *E. fruticosum* Vologd., *E. grande* Gordon, *E. tenue* Vologd., *Razumovskia* sp., *Chabakovia ramosa* Vologd., *Newlandia* sp. Walcott, *Renalcis granosus* Vologd. и *Marpolia* sp. Walcott. Наиболее часто встречающимися представителями ископаемой фауны и флоры являются *Archaeocyathus* sp., *A. acutus* Born., *Epiphyton fasciculatum* Charn. и *E. fruticosum* Vologd.

Большая часть палеонтологических находок приходится на известняковую гальку, входящую в состав разновозрастных обломочных от-

ложений, а именно в конгломераты зунойгорской подсвиты, долномодонской и джидинской свит, в мезозойские конгломераты и в четвертичный аллювий. По всем признакам источником этой гальки служили преимущественно карбонатные отложения, залегающие в верхах булуктаевской подсвиты, в зунойгорской подсвите и в нижней части долномодонской свиты. Все находки археоциат и водорослей в непереотложенных породах относятся только к этим осадкам.

Кембро-ордовик

Джидинская свита широко распространена во внутренней области синклиория. На значительной площади по его периферии она была эродирована. К джидинской свите относятся разнообразные осадочные породы, среди которых преобладают конгломераты, песчаники, известняки, известковые, песчаниковые и филлитовидные сланцы, а к сравнительно редко встречающимся принадлежат кремнистые, известково-кремнистые и некоторые другие сланцы. По мощности и по простирацию отдельных пластов между перечисленными породами часто наблюдаются постепенные переходы. Тектонический режим, при котором формировалась джидинская свита, был в общем спокойнее, чем в предшествовавший этап (при образовании зунойгорской подсвиты и долномодонской свиты), тем не менее ее стратиграфический разрез очень сложен, характеризуется непостоянством и существенными отличиями на многих участках (см. рис. 25).

В ряде мест на правобережье Джиды в основании описываемой свиты лежат конгломераты. Эти породы переходят по простирацию сначала в грубозернистые, среднезернистые и более мелкозернистые песчаники, а затем в сланцы и известняки. Обломочный материал конгломератов, обычно хорошо окатанный и местами представленный крупными валунами, состоит в значительной мере из эффузивных и туфогенных пород. Кроме того, в конгломератах нередко обильна галька известняков и кремнистых сланцев. Не столь часто в них встречается галька кварцевого и гранитоидного состава — гранитов, плагиогранитов, сиенитов и др. Н. П. Михно отмечал присутствие в конгломератах гальки ультраосновных интрузивных пород, однако многочисленные попытки повторить его находку не увенчались успехом. Цемент конгломератов известково-песчаный. Кластический материал песчаников, особенно грубозернистых разновидностей, по составу в общем сходен с галькой конгломератов. С уменьшением зернистости в песчаниках заметно повышается содержание обломочного материала кварцевого, а в некоторых случаях и полевошпатового состава. Цемент песчаников карбонатный. Из-за наличия в обломочном материале большого количества эффузивных и туфогенных пород конгломераты и песчаники часто обладают характерной окраской: зеленоватой, буровато-зеленоватой и красновато-зеленоватой. Мощность конгломератов доходит до 500 м.

Выше горизонта, в который входят описанные конгломераты, предполагаются мощные довольно однотипные сероцветные отложения, состоящие главным образом из песчаников, чередующихся в разных частях разреза со сланцами — песчаниковыми, известковыми, филлитовидными, иногда кремнистыми и с известняками. Отдельные части разреза отличаются заметно большей насыщенностью сланцами и известняками, однако на разных, даже близко расположенных участках они не повторяются.

В состав песчаников входят обломки кварца, полевых шпатов и разных пород — кремнистых сланцев, известняков, эффузивов. Последние в заметно больших количествах содержатся в отложениях нижней части

разреза свиты, выше их постепенно становится меньше и они совсем исчезают. Среди песчаников довольно широко распространены аркозовые разновидности. Цемент песчаников известковый, часто с небольшой примесью серицита и хлорита — продуктов метаморфизма глинистого материала. Песчаниковые сланцы в отличие от песчаников характеризуются более высоким содержанием серицита и хлорита и сланцеватой текстурой.

Известняки, обычно в той или иной степени насыщенные песчаным материалом, обладают, как правило, темно-серой окраской и неравномерными по размерам кристаллов структурами. Во многих местах известняки переходят постепенно в известково-глинистые сланцы, тонкослоистые породы, сформировавшиеся за счет известково-глинистых отложений и состоящие главным образом из серицита и хлорита. При понижении содержания кальцита эти породы нередко переходят в филлитовидные сланцы. Известковые и филлитовидные сланцы, так же как и кремнистые, вполне подобны одноименным породам, отмечавшимся в нижнем кембрии.

Общая мощность джидинской свиты, по Е. Н. Смолянскому, превышает 5000 м. Ту же цифру указал Н. П. Михно, выделивший эту свиту под названием уленгинской. С. В. Обручев (Лурье и Обручев, 1952) отнес описываемые отложения к среднему кембрию, определив их мощность в 6000—8000 м.

Н. П. Михно и Е. Н. Смолянский высказывали ранее мнение, что отложению джидинской свиты предшествовал перерыв. Н. П. Михно, основываясь на отмечавшейся выше находке в конгломератах, входящих в джидинскую свиту, гальки ультраосновных пород, считал, что в течение этого перерыва в толщу нижнего палеозоя внедрилась гипербазитовая магма. Новые материалы позволяют более определенно говорить о наличии стратиграфического несогласия в основании джидинской свиты. Судя по фаціальным признакам, образование джидинской свиты началось в условиях унаследованного сложного рельефа и сопровождалось на многих участках интенсивной эрозией ранее сформировавшихся нижнепалеозойских пород, в частности эффузивов. Как отмечалось, обломочный материал, заимствованный из эффузивов, содержится в больших количествах в конгломератах и песчаниках низов джидинской свиты. Последовавшее затем длительное общее погружение геосинклинали обусловило накопление мощной существенно песчаниковой толщи. При этом новые осадки на значительной площади ложились на размытую поверхность более древних образований. В то же время на довольно обширном пространстве во внутренней области геосинклинали непрерывность в отложении осадков не нарушалась, и там, где долон-модонская свита была представлена осадочными породами, джидинская свита слилась с ней в непрерывном разрезе.

Определяя условно возраст свиты, так же как и Н. П. Михно, кембро-ордовиком, Е. Н. Смолянский не отрицает вероятной ее принадлежности только к кембрию, в частности к среднему (П. И. Налетов и др., 1941; Лурье и С. Обручев, 1952 и др.) или даже к нижнему (Чернышева, 1953 и др.).

Общая мощность нижнего палеозоя бассейна Джиды весьма значительна — близка к 15 000 м или несколько больше. Как отмечалось выше, нижнепалеозойские отложения бассейна Джиды в разной степени метаморфизованы. Многие из них подверглись серицитизации, хлоритизации, биотитизации, эпидотизации, амфиболитизации, окварцеванию и другим изменениям. На значительной площади они были превращены в роговики, а за счет карбонатных пород местами образовались скарны. Наиболее метаморфизованные нижнепалеозойские отложения наблю-

даются главным образом по периферии синклинория, где интрузивная деятельность была особенно активной.

Заканчивая описание нижнего палеозоя бассейна Джиды, необходимо заметить, что приведенные выводы не противоречат данным по окружающей территории. Одновозрастные с нижним палеозоем Джиды отложения, характеризующиеся известным сходством состава, отдельных элементов стратиграфии и некоторых других признаков, распространены в Монгольской Народной Республике (Маринов, 1957; Васильев и др., 1959), в Туве (Маслов, 1947 и др.), в Восточном Саяне (Лурье и С. Обручев, 1952 и др.) и в Байкальской горной области (Салоп, 1954; Флоренсов, 1954а; Тихонов, 1958; Калинина и др., 1959; Михно, 1959 и др.).

На территории МНР, смежной с Джидой, по данным М. В. Бесовой, нижнепалеозойские отложения весьма сходны с джидинскими. Во многих других районах МНР выделяются (как и на р. Джиде, по археоцитатам) кембрийские отложения. По данным В. Г. Васильева и др. (1959), в состав этих отложений входят, в общем, такие же, как и на Джиде, осадочные, эффузивные и туфогенные породы, принадлежащие главным образом нижнему отделу и в небольшой своей части среднему отделу кембрийской системы. Сравнительно ограниченно распространены в Монгольской Народной Республике отложения ордовика, выделенные (в ряде пунктов по палеонтологическим данным) в западной и северо-западной ее окраинах, в том числе на площади, соседней с бассейном р. Джиды. На отдельных площадях, в частности в Прикосоколье, судя по материалам А. Х. Иванова (1953), В. Г. Васильева и др. (1959), ордовик имеет большое сходство с джидинской свитой. Отложения северо-западной части МНР, похожие на джидинские, отнес к условному кембро-ордовику также В. К. Чайковский.

Ближайшим к Джидинскому участком Байкальской горной области, где известен палеонтологически охарактеризованный нижний кембрий, состоящий из эффузивных, туфогенных и осадочных пород (мылдылгенская и олдындинская свиты) и имеющий некоторое сходство с соответствующими по возрасту отложениями бассейна Джиды, является юго-запад Витимского плоскогорья.

Что касается условно нижнекембрийских отложений бассейна р. Темника и северных склонов Заганского хребта, то они представлены глубокометаморфизованными образованиями и не могут быть непосредственно сопоставлены с джидинскими.

В бассейне нижнего течения р. Темника по ее правому притоку р. Иро П. И. Налетовым и некоторыми другими исследователями к нижнему кембрию отнесены гнейсы, кристаллические сланцы (главным образом биотитовые), известняки, кварциты и сильно метаморфизованные аркозовые песчаники, слагающие несколько разрозненных сравнительно небольших участков. Основанием для отнесения перечисленных пород к нижнему кембрию явилось наличие среди них пород, метаморфизованных несколько слабее, чем распространенные поблизости отложения докембрия. Отметим, что еще совсем недавно П. И. Налетов (1956), как и другие геологи, включал описываемые отложения по р. Темнику в протерозой.

Прерывистая полоса выходов условного нижнего кембрия на северных склонах Заганского хребта сложена разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых наиболее распространены биотитовые, гранатово-биотитовые, мусковитовые, силлиманитовые и амфиболовые разновидности. Очень часто эти породы переходят в инъекционные гнейсы и мигматиты. Разрез этих отложений почти не изучен, и их принадлежность к нижнему палеозою вообще сомни-

тельна. Многие геологи считают их докембрийскими. В нижний кембрий они были включены геологами Читинского геологического управления на основании одних косвенных соображений.

Такое современное состояние знаний о стратиграфии нижнего палеозоя Юго-Западного Забайкалья. Безусловно, дальнейшие исследования внесут в изложенную схему известные коррективы, так как к выяснению многих важных сторон нижнепалеозойской истории Байкало-Саянской горной области исследователи подошли в самое последнее время. Вместе с тем мы видим, что новые материалы подтверждают ранее высказанное мнение о своеобразии геологического развития нижнепалеозойской геосинклинальной области в Восточной Сибири и о наличии в разных ее частях своих особенностей (Павловский, Флоренсов, 1951; Салоп, 1954 и др.).

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛья

До недавнего времени считалось, что кембрийские отложения в Северо-Западном Забайкалье не имеют широкого распространения. Предполагалось, что эта обширная территория сложена преимущественно немymi докембрийскими толщами. Более молодые кембрийские осадки уверенно выделялись лишь там, где они содержали кембрийскую фауну (реки Кыдымит, Ульдзуйтуй, северо-западная часть Баргузинского хребта). Позже выяснилось, что кембрийские отложения, среди которых в настоящее время выделяются не только нижнекембрийские, но условно и верхнекембрийские, развиты значительно шире. Часть отложений нижнего кембрия прежде ошибочно относилась к докембрию на том основании, что в них не обнаружено ископаемой фауны и они отличались сравнительно высокой степенью метаморфизма. В итоге геологических исследований последних лет на территории Байкальской горной области умножены находки кембрийской фауны, а также вскрыты причины высокого метаморфизма разновозрастных комплексов пород, что позволило более обоснованно подойти к выделению кембрийских образований.

Существующие материалы дают возможность в первом приближении наметить следующие структурно-фациальные зоны, отличающиеся своеобразными условиями кембрийского осадконакопления: Удино-Витимскую, Бирамьинскую и Уakitскую (рис. 26).

Нижний кембрий

Удино-Витимская зона

Удино-Витимская структурно-фациальная зона имеет ясно выраженное северо-восточное простирание. Она включает бассейн нижнего течения р. Селенги, верховьев р. Турки, бассейны рек Уды, Витимкана, Чины, Конды, Бамбуйки, а также все Витимское плоскогорье.

Нижнепалеозойские отложения на Заза-Холойском водоразделе выделялись еще в 1934 г. Б. А. Ивановым. Более детально осадочно-метаморфический комплекс юго-западной части Витимского плоскогорья изучила К. А. Шахварстова (1948). Фауна археоциат, найденная А. Ф. Колесовым и А. К. Гусевой в известняках по р.левой Олдынде, позволила ей выделить достоверный кембрий, в состав которого были включены относительно слабо метаморфизованные конгломераты, сланцы (хлоритовые и серицитово-хлоритовые), песчаники и известняки. Но те же породы (только сильнее метаморфизованные), залегающие на контактах с гранитоидами или образующие в последних

небольшие ксенолиты, К. А. Шахварстова отнесла к докембрию (протерозою и даже архею).

В междуречье Витим—Холой—Джидотой осадочно-метаморфические породы изучал С. Н. Коровин. Он впервые нашел нижнекембрийскую фауну археоциат в известняках по кл. Ульдзуйтую.

К. П. Калинина и В. С. Малых (1959 г.) отнесли к кембрию известняки с фауной по р. Левого Олдында и кл. Ульдзуйтую, кислые эффузивы и их туфы по правобережью р. Зазы, левобережью р. Витима

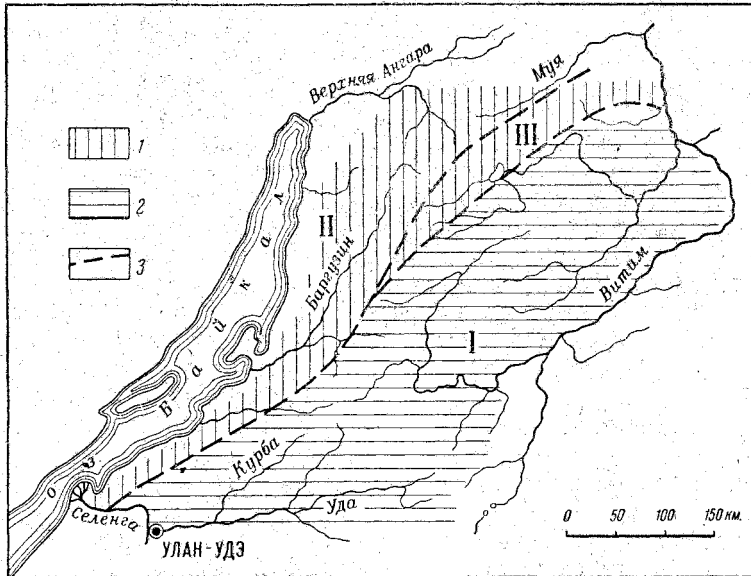


Рис. 26. Схема расположения структурно-фациальных зон нижнего кембрия Северо-Западного Забайкалья

1 — многосинклиналь: Бирамьинская зона (II), Уакитская зона (III), 2 — эвгеосинклиналь: Удино-Витимская зона (I); 3 — предполагаемые границы зон

(по кл. Хыбыкта) и в верховьях рч. Погромки и красноцветные песчаники междуречья Витима и Холоя.

Исследования последних лет, проведенные на территории южной окраины Витимского плоскогорья в бассейнах рек Селенги и Уды большим коллективом геологов (В. Г. Беличенко, Ю. В. Комаров, Ю. К. Мусин, П. М. Хренов, Ю. А. Чернов, И. М. Ширококов, Л. Н. Малышева, Д. В. Ветров и др.), позволяют предложить новую схему стратиграфии кембрия¹.

Отложения, отнесенные к кембрию, на южной окраине Витимского плоскогорья не имеют широкого распространения. Как правило, они образуют ксенолиты различных размеров в громадном поле разновозрастных гранитоидов. Это обстоятельство, а также фациальное непостоянство отложений и неравномерное распределение фаунистических остатков весьма затрудняет изучение и корреляцию отдельных разрезов кембрия.

¹ При составлении сводной стратиграфической колонки кембрия за основу приняты опорные, фаунистически охарактеризованные разрезы (р. Левая Олдында, ключи Ульдзуйтуй и Хулуда). По кл. Хулуде, правому притоку Витима, фауна впервые в 1957 г. была обнаружена В. Г. Беличенко, Ю. А. Черновым и В. В. Скрипкиной.

Отложения нижнего кембрия южной окраины Витимского плоскогорья разделяются на три свиты (снизу): 1) татауровскую ($Ст_{1a1}$), 2) химгильдинскую ($Ст_{1a1}$) и 3) олдындинскую ($Ст_{11}$).

Татауровская свита представлена конгломератами, выходящими в обрывах р. Селенги у ст. Татаурово. Она известна с конца прошлого столетия. Татауровские конгломераты изучались на протяжении многих лет, но их стратиграфическое положение оставалось спорным. Кроме указанного района, эти отложения выделены в Иволгинской впадине близ г. Улан-Удэ. Они прослежены вдоль северных строгих хребта Хамар-Дабан. Описывались И. Д. Черским, затем их изучали В. А. Обручев, П. И. Налетов, М. М. Тетяев, а еще позже А. М. Бильтаев, К. Д. Клеменченко, Д. В. Ветров, К. В. Кинякин, М. Ф. Кузнецов, Г. М. Яценко, А. А. Карбаинов и др.

Свита татауровских конгломератов сложена грубыми конгломератами с редкими прослоями песчаников и кислых эффузивов. Галечный материал плохо отсортирован. Отдельные валуны имеют 0,5—0,7 м в диаметре, средний размер гальки 8—10 см. Мелкообломочный материал играет подчиненную роль. Галька представлена гранитами, гнейсами, аплитами, пегматитами, лампрофирами, порфиридами, эпидозитами, кварцем и очень редко известняками. Цемент конгломератов серый, темно-серый, зеленовато-серый, бурый, плотный и очень крепкий, часто имеет полосчатую текстуру. Под микроскопом обнаруживается микрофельзитовая структура цемента, местами карбонатизированного, с новообразованиями эпидота, хлорита, серицита и биотита.

Характерными чертами татауровских конгломератов являются высокий метаморфизм, сплюснутая и вытянутая форма галек, четко выраженный кливаж.

Мощность татауровских конгломератов нигде точно не установлена, но она значительна (несколько сотен метров).

Конгломераты смяты в складки северо-восточного простирания и сильно развальцованы в зонах разломов. Эруптивные контакты с интрузивными породами не установлены, что приводит многих исследователей к мысли о господствующей роли динамометаморфизма в изменении первичного облика конгломератов.

О возрасте татауровских конгломератов существуют весьма противоречивые мнения. И. Д. Черский считал их третичными. В. А. Обручев вначале также относил их к третичной системе, а впоследствии — к верхнему протерозою. М. М. Тетяев сравнивал татауровские конгломераты с морскими лейасовыми отложениями Восточного Забайкалья. Л. И. Салоп считает эти образования нижнекембрийскими. А. М. Бильтаев относил их к верхнему палеозою — нижнему мезозою. Д. В. Ветров и другие геологи, изучавшие эти конгломераты в последние годы, условно считают их базальными отложениями нижнего кембрия.

С татауровскими конгломератами хорошо параллелизуется толща конгломератов, песчаников и эффузивов, изученная Б. Н. Одокием, Л. Н. Малышевой и П. М. Хреновым в нижнем течении р. Курбы (речки Ангыр и Шибирка).

В основании этой толщи залегают валунно-галечные значительно метаморфизованные конгломераты мощностью 350—400 м, перекрытые светло-серыми рассланцованными кварцевыми порфирами и их туфами мощностью около 400 м. Смена конгломератов кварцевыми порфирами происходит постепенно, путем замещения терригенного цемента конгломератов эффузивным. Выше по разрезу кварцевые порфиры сменяются мелкогалечными конгломератами с прослоями кварцевых порфиров, туфов и песчаников, которые еще выше переходят в сравнительно однородные мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Общая мощ-

ность татауровской свиты в бассейне р. Курбы определяется в 1200—1300 м.

Описанная толща прорвана гранитоидами джидинского интрузивного комплекса. Контактный метаморфизм выразился в эпидотизации, серицитизации, окварцевании. Цемент конгломератов в контакте превращен в биотитовые гнейсы с галькой, имеющей расплывчатые очертания.

Взаимоотношение татауровской свиты с отложениями балбагарской и курбинской свит¹ в бассейне р. Курбы выясняется с трудом, так как они образуют различные, чаще небольшие пространственно разобщенные ксенолиты в поле нижнепалеозойских гранитоидов. Но в бассейне р. Курбы в верхней части татауровской свиты появляются прослойки полосчатых сланцев, которые типичны для балбагарской (мылдыгенской) свиты. В то же время в балбагарской и курбинской свитах имеются кислые эффузивы, аналогичные татауровским. Эти факты могут расцениваться как признак близкого фациального и возрастного родства этих свит, т. е. как постепенный переход от татауровской свиты по стратиграфической вертикали к балбагарской (мылдыгенской). Кроме того, отсутствие пород балбагарской и курбинской свит в гальке татауровских конгломератов также может указывать на их более высокое стратиграфическое положение.

К базальным конгломератам кембрия К. А. Шахварстова (1948) относят конгломераты, обнаженные в устье р. Кыдымита².

В нижний кембрий Л. И. Салоп включает и ямбуйскую свиту, выделенную и описанную в бассейне р. Турки К. А. Шахварстовой, Д. В. Ветровым, А. А. Крупским, Ю. С. Тарасовым, В. Г. Беличенко и др.

Ямбуйская свита представлена песчаниками, конгломератами и сланцами, которые лежат со стратиграфическим и угловым несогласием на породах балбагарской и курбинской свит, условно верхнепротерозойского возраста³.

В основании свиты имеются конгломераты, которые по простиранию часто выклиниваются, фациально замещаясь песчаниками и сланцами. Конгломераты представляют собой плотную массивную породу с полуокатанной и окатанной, плохо сортированной галькой. В мелкогалечных конгломератах и гравелитах гальки ориентированы параллельно слоистости. Галька представлена филлитами, массивными, оолитовыми известняками, кварцем, метаморфизованными песчаниками, гнейсами, роговиками и гранитами. Размер гальки не превышает 5—7 см. Цемент кварцевый, полевошпатово-кварцевый или карбонатно-железистый, поровый и базальный. В верховьях кл. Большой Пановки, левого притока р. Ямбуя, конгломераты метаморфизованы: в их цементе появляются амфиболы, скаполит.

В разрезе ямбуйской свиты преобладают средне-мелкозернистые песчаники серой, зеленовато-серой окраски иногда с малиновым и фиолетовым оттенками. Выделяются кварцевые и полимиктовые разновидности.

Кварцевые песчаники состоят из хорошо окатанных зерен кварца с примесью калиевого полевого шпата. Цемент кварцево-карбонатный, карбонатный и серицитово-карбонатный, контактово-поровый. Обломоч-

¹ Балбагарская и курбинская свиты условно отнесены к Pt₃, однако существует мнение об их кембрийском возрасте (П. М. Хренов, В. Г. Беличенко; Л. Н. Малышева и др.).

² Существует другая точка зрения на возраст этих конгломератов. В. Г. Беличенко, Ю. А. Чернов считают, что, возможно, кыдымитские конгломераты являются частью исташинской свиты (Ст₃?), так как наблюдался постепенный переход этих конгломератов в розовые песчаники, характерные для исташинской свиты.

³ По мнению В. Г. Беличенко, П. М. Хренова, Д. В. Ветрова и др., ямбуйская свита параллелизуется с исташинской (Ст₃?).

ная часть этих песчаников представлена микроклином, в меньшей мере кварцем, биотитом и мусковитом. Цемент песчаников карбонатный и слюдисто-карбонатный, контактово-поровый. В контакте с нижнепалеозойскими интрузивами в цементе и по обломкам иногда развиваются аялбит, биотит и пироксен. Акцессорными минералами являются сфен,

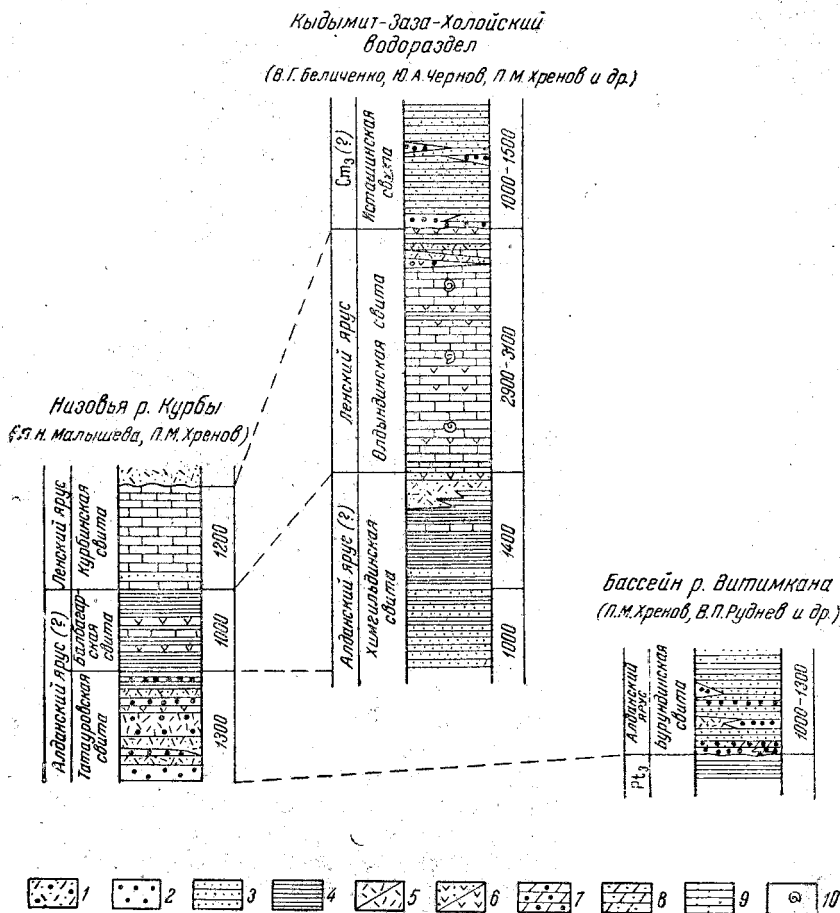


Рис. 27. Стратиграфические колонки кембрия западной части Удино-Витимской зоны

- 1 — туфоконгломераты и туфы кислых эффузивов; 2 — полимиктовые конгломераты; 3 — песчаники; 4 — сланцы различного состава и роговики; 5 — кислые и средние эффузивы и их туфы; 6 — основные эффузивы и их туфы; 7 — известковые конгломераты; 8 — известковые песчаники; 9 — известняки; 10 — фауна археоциат

апатит, турмалин и рудный минерал. В крупнозернистых полимиктовых песчаниках обломочная часть, кроме кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, представлена обломками сланцев, микрокварцитов, листочками мусковита, зернами роговой обманки и пироксена. Цемент железистый или карбонатно-слюдистый.

В песчаниках имеются прослои и линзы внутрiformационных конгломератов, состоящих исключительно из кварцевой гальки и карбонатного цемента.

Видимая мощность ямбуйской свиты оценивается в 500—800 м.

Химильдинская свита объединяет отложения, подстилающие известняки с археоциатами, и названа В. Г. Беличенко и др.

(1960) по опорному разрезу в бассейне р. Химгильды, левого притока р. Большой Алянги. Образования химгильдинской свиты, по мнению В. Г. Беличенко и П. М. Хренова, распространены на значительной площади и выделяются в различных участках в свиты под разными названиями. Так, в бассейне р. Курбы эти отложения включены И. М. Ширококовым в мылдыгенскую свиту верхнего протерозоя; в бассейне р. Турки и по р. Курбе Д. В. Ветровым и Л. Н. Малышевой — в балбагарскую свиту условно верхнепротерозойского возраста, а в бассейне р. Кики Л. И. Салопом — в итачинскую свиту верхнего протерозоя.

Впервые в разрезе нижнего кембрия химгильдинская свита была выделена в районе Кыдымит-Заза-Холойского междуречья (рис. 27).

Достаточно полный разрез этой свиты наблюдается по рекам Химгильде и Лево́й Олдынде (Беличенко, Комаров, Мусин, Хренов, Чернов, 1962). Здесь удалось разделить ее на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена аркозовыми и кварцевыми средне- и крупнозернистыми песчаниками светло-серого и светло-зеленого цвета. Обломочная часть песчаников состоит из окатанных зерен кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Сцементированы они мелкозернистой массой кварца и полевых шпатов, имеющей структуру или механического заполнения пор, или базальную, участками регенерационную, в которой в зависимости от степени метаморфизма присутствуют чешуйки серицита, хлорита, биотита и мусковита. Структура песчаников бластопсаммитовая, бластоалеврито-псаммитовая, в контакте с гранитами — порфиролепидогранобластовая, лепидогранобластовая.

Следует присоединиться к мнению К. А. Шахварстовой (1948), которая считает, что песчаники, развитые по р. Химгильде, — это самые древние элементы разреза нижнего кембрия. Однако они не являются базальными, залегающими непосредственно на гранитах, которые на этом основании К. А. Шахварстова и др. считали верхнепротерозойскими, указывая при этом на полимиктовый состав песчаников, близкий к минеральному составу гранитов, и якобы отсутствие в них признаков контактового метаморфизма.

По наблюдениям В. Г. Беличенко, В. В. Скрипкиной и др., контакт песчаников с гранитоидами в этом районе эруптивный, а не нормальный, поэтому вполне возможно предположение о существовании еще более низких, чем песчаники нижней подсвиты химгильдинской свиты, горизонтов (возможно, базальных конгломератов) нижнего кембрия.

Верхняя подсвита химгильдинской свиты имеет более широкое площадное развитие и отличается от нижней подсвиты пестротой литологического состава. Между нижней и верхней подсвитами наблюдается постепенный переход, что выражается в чередовании песчаников со светло-зелеными полосчатыми кремнисто-карбонатными сланцами, которые местами содержат в незначительном количестве терригенный материал. Выше переходной пачки мощностью около 300—400 м залегают сланцы различного состава, ритмично переслаивающиеся, играющие главную роль в разрезе верхней подсвиты. Среди них выделяются скаполитово-биотитово-кварцевые, кварцево-актинолитовые, эпидотово-кварцевые, биотитово-актинолитово-кварцевые сланцы и роговики. Стратиграфически выше залегают филлитовидные зеленовато-серые и светло-серые с серебристым оттенком сланцы с линзами серых и светло-серых известняков. При микроскопическом изучении филлитовидных сланцев установлено, что они представлены актинолитово-карбонатно-кварцевыми, хлоритово-карбонатно-кварцевыми, биотитово-карбонатно-кварцевыми, серицитово-кварцевыми, эпидотово-хлоритово-актинолитово-кварцевыми разновидностями. Структура сланцев гранолепидобластовая, бластопсаммитовая, микронематогранобластовая.

Кроме указанных пород, в состав верхней подсвиты входят в различной степени измененные эффузивы: альбитофиры, кварцевые альбитофиры, кварцевые порфиры и их туфы. Это рассланцованные породы светло-серого и зеленовато-серого цвета. Структура рассланцованных альбитофиров, кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров бластопорфировая с микрогранитной и микролепидогранобластовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены таблитчатыми зернами альбита, альбитизированного плагиоклаза, в большинстве случаев серицитизированными и карбонатизированными, реже кварцем, биотитом и роговой обманкой. Основная масса состоит из мелкозернистого кварца, полевых шпатов, серицита и хлорита, причем серицит и хлорит концентрируются в полосы, параллельные сланцеватости.

Встречающиеся среди эффузивов туфосланцы имеют альбитово-серицитово-хлоритовый состав. Структура сланцев порфиробластовая с криптозернистой и лепидогранобластовой связующей массой. Порфиробласты представлены обломками плагиоклаза, превращенными в серицитово-карбонатный агрегат, редкими зернами кварца и обломками туфа, замещенного хлоритом. Обломки погружены в крипто- и микрокристаллическую массу, состоящую из альбита и чешуек серицита. В связующей массе наблюдаются единичные ромбовидные порфиробласты карбоната (доломита).

На Субэ-Ульдзуйтуйском водоразделе господствующую роль в составе свиты играют эффузивы и их туфы, фациально замещающие сланцы. В ядре антиклинальной складки по кл. Субэ выходят песчаники нижней подсвиты. Сланцы имеют здесь подчиненное значение, они представлены темно-зелеными филлитами и полосатыми светло-зелеными кремнистыми и кремнисто-карбонатными сланцами. В контакте с гранитами сланцы превращены в роговики и гнейсы.

При изучении эффузивов Субэ-Ульдзуйтуйского водораздела выяснено, что вверху по разрезу состав их меняется от средних и кислых до основных. Характерно, что эффузивы количественно подчинены туфам.

По рекам Оне и Мылдылгену в химгильдинской свите установлены следующие разновидности сланцев: хлоритово-эпидотово-кварцевые, кремнисто-карбонатные, биотитово-серицитово-кварцевые, актинолитово-кварцевые. Кроме того, по р. Мылдылгену выделяются метаморфизованные кварцевые порфиры, диабазовые порфириты и их туфы. По р. Оне в сланцах наблюдаются многочисленные прослой и линзы известняков.

Отложения химгильдинской свиты наблюдаются также по рекам Уде, Кудуну, в верховьях р. Поперечной, юго-западнее оз. Большое Еравное, они слагают мелкие ксенолиты среди гранитов и небольшие «окна» среди полей молодых эффузивов. Представлены разнообразными сланцами из различных частей разреза.

Как видно из описания, химгильдинская свита отличается значительной фациальной пестротой. Особенно непостоянны в разрезе свиты эффузивы, которые то выклиниваются совершенно, то замещают все другие породы.

Общая видимая мощность химгильдинской свиты на Кыдымит-Заза-Удинском междуречье оценивается в 2000—2400 м.

Возраст химгильдинской свиты, фаунистически не охарактеризованной, определяется как нижний кембрий на следующих основаниях:

1) между химгильдинской и о.лдындинской (заведомо нижнекембрийской) свитами нигде не обнаружено ни углового, ни параллельного стратиграфического несогласия, обычно отмечаемого на границе верхнего протерозоя и нижнего кембрия в других районах Байкальской горной области;

2) химгильдинская и олдындинская свиты дислоцированы в одном плане и прорываются породами одних и тех же магматических комплексов;

3) высокометаморфизованные породы химгильдинской свиты местами были отнесены к архею и протерозою (Шахварстова, 1948; Калинина и Малых, 1959 г.), но, как установили В. Г. Беличенко и другие исследователи, эти явления ярко выраженного контактового метаморфизма, связанного с интрузией гранитоидов, в данном случае не могут служить возрастными признаками;

4) абсолютный возраст сланцев химгильдинской и балбагарской свит, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории АН УССР, исчисляется в 540—565 млн. лет (данные Н. П. Семененко).

В бассейне р. Курбы аналогом химгильдинской свиты является, по-видимому, мылдыгенская (балбагарская) свита (И. М. Ширококов, Л. Н. Малышева и др.), возраст которой до настоящего времени считается условно верхнепротерозойским.

К нижнему кембрию К. А. Шахварстова (1948) причислила также известняково-сланцевую толщу бассейна р. Ямбуя, правого притока р. Турки. Но так как эти породы до сих пор фаунистически не охарактеризованы, в настоящее время они относятся некоторыми геологами (Л. И. Салопом, К. П. Калининой и др.) к верхнему протерозою. Другая группа геологов (Д. В. Ветров, В. Г. Беличенко, А. А. Крупский) считает осадочно-метаморфические породы бассейна р. Ямбуя условно кембрийскими.

Олдындинская свита представлена известняками и различными эффузивами, развитыми по р.левой Олдынде (приток р. Кыдымита), по правобережью р. Витима и по кл. Ульдзуйтую (приток р. Холоя). Кроме того, по аналогии разрезов и общим геологическим данным к олдындинской свите следует отнести также известняки верховьев р. Оны и р. Мылдыгена, хотя в них пока не найдены археоциаты. Известняки, развитые по р.левой Олдынде и по кл. Ульдзуйтую, Л. И. Салоп относит к разным свитам и разным структурно-фациальным зонам — олдындинской (Икатская зона) и ульдзуйтуйской (Забайкальский пояс). Вместе с тем эти свиты аналогичны как по составу, так и по фауне, а следовательно, и по условиям образования. Поэтому нет необходимости выделять две свиты, целесообразнее объединить их в одну, считая, что по р.левой Олдынде обнажены нижние горизонты, а по ключам Ульдзуйтую и Хулуде — более верхние горизонты ленского яруса.

Взаимоотношения пород олдындинской свиты и нижележащей, химгильдинской наблюдаются по рекам левой Олдынде, Оне, Мылдыгену; менее отчетливо — по кл. Ульдзуйтую. Всюду в этих участках известняки или лежат в ядре синклиналиных складок, или слагают их крылья.

Одним из опорных разрезов кембрия Байкальской горной области долгое время считался разрез по р.левой Олдынде, где фауна археоциат была найдена еще в 1933 г. А. Ф. Колесовым. Этот участок впоследствии изучался А. К. Гусевой, К. А. Шахварстовой, К. П. Калининой, а в 1957 г. В. Г. Беличенко, В. В. Скрипкиной и др.

По р.левой Олдынде известняки занимают незначительную площадь, залегающая среди эффузивов и их туфов. На этом участке сохранилась лишь нижняя часть олдындинской свиты мощностью около 250 м. Известняки тонкозернистые, светло-серые с розовым и зеленоватым оттенком, участками слабо рассланцованные. Собранный в 1957 г. фауна в известняках была определена И. Т. Журавлевой: *Coscinocyathus simplex* Vologd., *Coscinocyathus* sp. nov. (с пузырчатой тканью), *C. cornucopiae* Volgn., *Ajaciccyathus* sp., *A. cf. amplus* (Vologd.).

Protopharetra sp., *P. bipartita* V o l o g d., *P. vesiculosa* B o r n., *Archaeolynthus* sp., *Ethmophyllum* sp. nov., *Loculicyathus membranivestites* V o l o g d., *Protopharetra bipartita* B o r n., *Bacatocyathus* sp.; водоросли *Epiphyton*; губки *Chancelloria*.

Известняки перекрываются спилитами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами. Эффузивы сильно изменены, в большинстве случаев сохраняются лишь реликты первичных структур. В диабазовых порфиритах порфириновые выделения представлены таблитчатыми или несколькими округлыми зернами плагиоклаза, полностью замещенными цветными минералами. Для андезитовых порфиритов характерна криптокристаллическая основная масса, в которой выделяются редкие вкрапленники альбитизированных плагиоклазов с оплавленными краями. Темноцветный минерал замещен карбонатом и хлоритом, которые сохраняют призматически-удлиненную форму. Среди вулканогенно-обломочных пород выделяются измененные туфы, туффиты и карбонатизированные туфосланцы.

Несколько более полный разрез олдындинской свиты вскрыт по кл. Хулуде (Замечательному), первому правому притоку р. Витима, ниже устья р. Зазы. Здесь обнажены горизонты, которые наращивают часть разреза, наблюдающегося по р.левой Олдынде. Разрез по кл. Хулуде начинается с известняков, переслаивающихся с андезитовыми порфиритами, которые образуют то линзы в известняках, то довольно мощные (75—80 м) пластовые тела. Порфириты имеют миндалекаменную, порфириновую структуру с гиалопилитовой основной массой.

Известняки, развитые на этом участке, имеют светло-серый и белый цвет, значительно мраморизованы. В них, кроме порфиритов, содержатся еще маломощные прослои и линзы светло-зеленых мусковитово-эпидотово-карбонатно-кварцевых сланцев. Видимая мощность этой пачки равна 350—400 м.

Выше по разрезу известняки сменяются карбонатно-хлоритово-кварцевыми, эпидотово-кварцево-карбонатными, актинолитово-кварцевыми сланцами, имеющими полосчатую, слаболопчатую или массивную (в роговиковых разностях) текстуру и нематогранобластовую, лепидогранобластовую, роговиковую структуру. Мощность пачки сланцев около 450 м.

Далее на сланцах согласно залегают известняки, мелко- и среднезернистые, светло-серые и белые, в отдельных участках розовые. В розовых известняках, обнажающихся в русле ключа, встречены многочисленные остатки археоциат очень хорошей сохранности, среди которых И. Т. Журавлева определила: *Ajacicyathus khemtschikensis* (V o l o g d.), *A. salebrosus* (V o l o g d.), *A. ijizii* (T o l l), *A. cf. amplus* (V o l o g d.), *A. cf. primitivus* (V o l o g d.), *Ajacicyathus* sp., *Bacatocyathus* sp., *Syringocnema* sp. nov., *Coscinocyathus simplex* V o l o g d., *C. cornucopiae* B o r n., *Coscinocyathus* sp., *Loculicyathus membranivestites* V o l o g d., *Leptosocyathus* sp. nov., *L. cf. regularis* V o l o g d., *Nochorocyathus howelli* (V o l o g d.), *L. cf. spinosus* (V o l o g d.), *Protopharetra* sp., *Tumulocyathus cf. pustulatus* V o l o g d., *Archaeolynthus solidimurus* (V o l o g d.), *Ethmophyllum cf. mirabile* Z h u r., *Paranacyathus* sp.; водоросли *Tubulophyton*, *Epiphyton*, *Razumovskia* и губки *Chancelloria*.

Видимая мощность пачки известняков 800—850 м, а суммарная мощность всей свиты колеблется в пределах 1550—1700 м.

Выше по ключу известняки перекрываются маломощными конгломератами истаинской свиты (Стз?).

Изучение олдындинской свиты по кл. Ульдзуйтую связано с рядом трудностей, заключающихся в том, что из-под покровов более молодых эффузивов выступает незначительная часть разреза нижнекембрийских

пород и разрозненные элементы их складчатых структур, которые порой трудно увязать. Кроме того, этот разрез осложнен многочисленными тектоническими разрывами.

Разрез олдындинской свиты по кл. Ульдзуйтую начинается (снизу) с известняков, в которых встречаются прослой и линзы порфиринов и их туфов. Известняки белые, светло-серые и розовые, тонкозернистые, содержат обильные остатки археоциат, среди которых И. Т. Журавлевой определены: *Ajacyathus* sp., *A. ijizii* (Toll), *A. khemtschikensis* (Vologd.), *A. salebrosus* (Vologd.), *Uralocyathus* sp., *Coscinocyathus cornucopiae* Born., *Loculicyathus tolli* Vologd., *Protopharetra bipartita* Vologd., *P. vesiculosa* Born., *Leptosocyathus regularis* Vologd., *Tumulocyathus* sp., *Archaeolynthus* sp., *Ethmophyllum* sp., *Archaeofundia* sp., *Archaeolynthus solidimurus* (Vologd.). Кроме того, обнаружены водоросли *Renalcis*, *Razumovskia*, *Epiphyton* и губки *Chancelloria*.

Эффузивы, образующие линзы и пластовые тела, иногда довольно мощные, представлены диабазовыми порфиритами и кератофирами, часто с микрошаровой текстурой.

В контактах эффузивов и известняков отмечаются оригинальные конгломератовидные породы, состоящие из «гальки» округлой или несколько сплюсненной формы, размером до 10—15 см в диаметре, однородного порфиритового состава и карбонатного цемента, в котором найдены археоциаты хорошей сохранности. При подводных излияниях кератофиры и порфириты могли образовать шаровую лаву. Отдельные шаровые обособления, будучи еще мягкими, могли перемещаться. Пространство между ними впоследствии заполнялось карбонатными осадками с археоциатами, жившими в этом бассейне. Мощность известняково-эффузивной пачки достигает 1700 м.

Известняки перекрываются глинисто-карбонатными туфосланцами, переслаивающимися со средне- и мелкозернистыми песчаниками, красными яшмовидными породами, измененными литокристаллокластическими, кристаллокластическими и агломератовыми туфами. Преобладающая окраска этих пород светло-зеленая, но в отдельных участках также красная и малиново-красная. Агломератовые туфы приурочены, как правило, к контактам с подстилающими и перекрывающими известняками. Измененные карбонатизированные туфосланцы и песчаники тяготеют к средней части эффузивно-сланцевой пачки. Мощность последней около 300 м.

Верхняя часть разреза олдындинской свиты по кл. Ульдзуйтую сложена светло-серыми, белыми, иногда розоватыми средне- и мелкозернистыми известняками. В этих известняках встречены менее многочисленные, чем в нижних частях свиты, остатки археоциат, определенные И. Т. Журавлевой как: *Loculicyathus membranivestites* Vologd., *Ajacyathus* sp., *A. khemtschikensis* (Vologd.), *Ethmophyllum* sp., *Uralocyathus* sp., и водорослей *Epiphyton*. Мощность пачки верхних известняков 400 м.

На известняках залегают агломератовые и литокристаллокластические туфы порфиринов с маломощными линзами глинистых и карбонатных сланцев видимой мощностью 500—700 м.

По рекам Мылдылгену илевой Оне вскрыты, вероятно, нижние горизонты олдындинской свиты, представленные белыми и светло-серыми известняками, часто мраморизованными, с прослоями сланцев. Сланцы химгильдинской свиты согласно перекрываются известняками, составляя вместе с Олдындинским разрезом единую синклинальную структуру. Поэтому, хотя фауны здесь не найдено, известняки относятся к олдындинской свите.

Условно с олдындинскими параллелизуются известняки, обнаженные в бассейне р. Малой Алянги и на правом берегу р. Большой Алянги. Трудность стратификации этих в общей массе мраморизованных известняков заключается в том, что они встречаются в виде изолированных небольших ксенолитов в гранитах. При отнесении их к олдындинской свите учитываются следующие факты:

- 1) в известняках имеются пласты порфиритов, аналогичных описанным выше;
- 2) известняки лежат согласно на сланцах;
- 3) в двух образцах из коллекции К. А. Шахварстовой (1948) с р. Алянги А. Г. Вологдин указывал на присутствие органических остатков, возможно археоциат.

Как видно из изложенного, кроме известняков с фауной, олдындинская свита включает различные эффузивы, подводно излившиеся, с которыми, возможно, генетически связано гематитово-магнетитовое оруденение кл. Ульдзуйтуя и р. Малой Алянги. Известняки представлены главным образом кальцитовыми разностями. Доломиты имеют подчиненное значение.

Максимальная видимая мощность олдындинской свиты установлена по кл. Ульдзуйтую и составляет 2900—3100¹.

Собранная фауна, по заключению И. Т. Журавлевой, позволяет определить возраст олдындинской свиты как низы и середина ленского яруса нижнего кембрия. Археоциаты из нижнего горизонта известняков (р. Левая Олдында и кл. Ульдзуйтуя) могут быть отнесены к низам ленского яруса, к базаихинскому комплексу археоциат — переходному от камешковского к санаштыкгольскому; археоциаты из верхнего горизонта (кл. Хулуда) наиболее близки к санаштыкгольскому комплексу (середина ленского яруса).

Следовательно, химгильдинская свита, лежащая стратиграфически ниже олдындинской, может быть отнесена к алданскому ярусу нижнего кембрия.

В бассейне р. Курбы с олдындинской свитой параллелизуется курбинская свита (см. рис. 27), относимая И. М. Ширококовым к верхнему протерозою. Основанием для параллелизации названных свит, кроме сходства литологического состава их разрезов, послужила находка проблематичной фауны (трудноопределимые органические остатки, по мнению И. Т. Журавлевой, внешне напоминающие кубки археоциат или губок) по кл. Могою, левому притоку р. Курбы, в известняках курбинской свиты, а также то, что отложения этих свит приурочены к единой системе складчатых структур.

Нижекембрийскими, по всей вероятности, следует считать породы, развитые также в бассейне р. Джидотоя (правый приток р. Витима, ниже с. Романовки), которые прежде описывались С. Н. Коровиным как верхнепротерозойские. Разрез пород этого района очень напоминает ульдзуйтуйский. В основании его залегают кислые и средние эффузивы и их туфы, переслаивающиеся с песчаниками и конгломератами, которые выше переходят в известняково-эффузивную пачку с линзами гематитосодержащих пород. Кроме того, к нижнему кембрию отнесены вулканогенно-осадочные породы, образующие небольшие выходы в бассейнах рек Кудуна, Конды и Холоя.

Надо полагать, что в южной части Удино-Витимской зоны отложения нижнего кембрия развиты значительно шире, но, не охарактеризованные фаунистически, они относятся пока к верхнему протерозою.

¹ На исключена возможность, что мощность несколько завышена, так как условия залегания известняков остались не вполне расшифрованными.

В северо-восточной части Удино-Витимской зоны кембрийские образования распространены, по-видимому, широко, но степень их изученности гораздо ниже. Здесь еще нет находок кембрийской фауны, и отнесены эти отложения к нижнему кембрию условно.

Бурундинская свита (нижний кембрий) в бассейне р. Витимкана была выделена П. М. Хреновым и М. Ф. Кузнецовым (см. рис. 27). Выяснение границы между протерозоем и нижним кембрием в этом районе, как и на всей территории Байкальской горной области, связано с рядом трудностей, поэтому одни и те же отложения разными геологами относились и относятся то к протерозою, то к нижнему палеозою. Такими отложениями являются гравелиты в бассейне р. Фугловой, карбонатные породы бассейна р. Горбылка, конгломераты по р. Витимкану, выше прииска Боровского, сланцы и метаморфизованные песчаники водораздела рек Чины и Малого Амалата.

Возраст бурундинской свиты большинством геологов определяется однозначно, как нижний кембрий. Имеются единичные высказывания об ее верхнепротерозойском возрасте (Шер, 1958), но они кажутся менее обоснованными.

Бурундинская свита залегает на глубоко размытом складчатом комплексе пород верхнего протерозоя трансгрессивно и с резким угловым несогласием.

Обобщая существующий материал, можно наметить следующий разрез бурундинской свиты. В ее основании залегают конгломераты, состоящие из разнообразной гальки размером от нескольких миллиметров до 35—50 см и карбонатного песчано-глинистого и песчаного цемента. Мощность конгломератов колеблется от 50 до 400 м. На конгломератах согласно, а иногда переслаиваясь с ними, лежат серые кварцевые песчаники, эффузивы и туфы, глинисто-карбонатные сланцы и известняки. Еще выше расположены темные и черные глинисто-карбонатные, кремнисто-карбонатные сланцы, белые и светло-серые известняки. Общая мощность описанной части разреза достигает 1300 м.

Породы бурундинской свиты обнажены по левобережью р. Витимкана, по ключам Давыкше, Талоконаму, Суванихе, Джилинде и др. В восточной части полосы развития бурундинской свиты (кл. Давыкша) на известняках верхнего протерозоя залегают известковые конгломераты мощностью 20—50 м, состоящие исключительно из гальки известняков. Цементом является тонкозернистый тремолитизированный карбонат.

Выше по разрезу известковые конгломераты более или менее резко сменяются полимиктовыми, серого, темно-серого и черного цвета с едва уловимым зеленоватым оттенком. Галька полимиктовых конгломератов обычно хорошо окатана. Детальное ее изучение П. М. Хреновым в 1956 и 1960 гг. доказало, что она состоит из биотитовых порфировидных гранитов, равномернозернистых гранитов, плагиогранитов, кварцевых диоритов, аплитов, гранит-порфиров, гнейсов, мраморов, кварцево-графитово-карбонатных сланцев, кварцитов, кварца. Цемент в основном песчаный, местами глинисто-карбонатный, отличается исключительной прочностью. Структура цемента бластосаммитовая, текстура сланцеватая или массивная. Главными минералами цемента являются кварц (20—35%), плагиоклаз (25—60%), серицит (до 50%) и карбонат (10—15%) в глинисто-карбонатных участках. Второстепенные минералы: биотит (3—5%), рудный минерал (3—5%) и акцессории: турмалин, сфен и циркон. Конгломераты испытали интенсивный метаморфизм.

В юго-западном направлении, к р. Джиллинде, конгломераты меняют свой вид: становятся светлее, галька — мельче (1,5—3 см), а подчас переходят в песчаники. Цемент среднезернистый, карбонатный, полосчатый; наблюдается своеобразная текстура обтекания гальки метаморфизованным цементом. В некоторых участках отмечено переслаивание конгломератов, песчаников и сланцев, последние местами преобладают. Песчаники имеют гранобластовую структуру и слабосланцеватую текстуру, состоят из обломков кварца в серицитово-плагиоклазово-хлоритовом цементе. Среди сланцев выделяются кварцево-актинолитовые и биотитово-кварцевые.

В верховьях рч. Калдарскана крупноглыбовые конгломераты трансгрессивно залегают на равномернозернистых биотитовых гранитах. Непосредственно контакт тех и других не наблюдался, но его трансгрессивный характер очевиден: в конгломератах много галек подстилающих гранитов, а в цементе песчаников нет никаких контактовых изменений.

К северо-востоку от водораздела Талакон — Давыкша встречены конгломераты с известняковой галькой, переслаивающиеся со сланцами. По направлению к гольцу Давыкша конгломераты сменяются сильно пиритизированными песчаниками.

К бурундинской свите П. М. Хреновым условно отнесен комплекс осадочных пород, включающий мелкогалечные конгломераты и гравелиты, кремнисто-карбонатные сланцы и известняки, залегающие трансгрессивно и несогласно на породах верхнего протерозоя в бассейне рч. Правой Фугловой (левого притока р. Гарги).

К бурундинской свите многие геологи (В. С. Воропинов, П. М. Хренов, Е. В. Павловский, В. Г. Беличенко и др.) относят известковые конгломераты, известковистые песчаники и известняки, развитые по левобережью р. Витимкана, от устья рч. Каратала до прииска Боровского. Это и нашло свое отражение на геологической карте. Исследования последних лет (И. Р. Коробенко и В. Г. Беличенко) показали, что эти конгломераты залегают в основании тилимской свиты верхнего протерозоя.

Конгломераты, распространенные в бассейне р. Горбылка (по кл. Якше и р. Ашиглы), также относятся к бурундинской свите. По кл. Якше они занимают незначительную площадь. Отличаются разнообразным составом гальки (гнейсы, известняки, разгнейсованные граниты, аплитовидные граниты, микропегматиты и кварц, т. е. все разновидности подстилающих пород гаргинской серии). Обломки плохо отсортированы и неравномерно окатаны. Цемент плотный, серицитово-карбонатно-кварцевого состава.

Далее на северо-восток по р. Ашиглы обнажаются известковистые конгломераты, состоящие из гальки кварца, известняков и известняково-песчано-полевошпатового цемента базального типа. Мощность этих конгломератов, по данным В. С. Воропинова, невелика (первые десятки метров). На них залегают серовато-коричневые и серые тонкослоистые известняки и сланцы мощностью до 70 м. На этом участке В. С. Воропинов надстраивает разрез нижнего кембрия мощной толщей пород, которую делит на следующие горизонты (снизу, мощность в метрах):

1. Мелкозернистые песчаные сланцы	250
2. Окварцованные и актинолитизированные известняки	200
3. Тонкослоистые темно-серые известняки	50
4. Неяснослоистые сланцы с пиритом	30
5. Пепельно-серые и серые кварцево-карбонатные песчаники и сланцы	200

Отнесение этих отложений к нижнему кембрию условно, так как фаунистически они не охарактеризованы; нет полной уверенности и в приведенной последовательности горизонтов.

На водоразделах Чина — Малый Амалат и Талой — Малый Амалат все конгломератово-песчаные отложения объединялись в одну свиту, которая называлась по-разному (богдаринская, усойская) и относилась к нижнему кембрию. П. В. Осокиным собран новый материал, позволяющий расчленить конгломератово-песчаные отложения на три разновозрастные свиты (рис. 28): точерскую (Ст₁?), бурундинскую (Ст₃?).

Точерская свита включает породы, ранее относившиеся к свитам богдаринской (меньшая часть) и икатской (большая часть) и распространенные в центральной части междуречья Чина — Малый Амалат. На подстилающих породах точерская свита залегает со стратиграфическим и угловым несогласием. В ее основании выделяются конгломераты базального типа, которые по простиранию переходят в гравелиты, эффузивы и песчаники. Мощность конгломератов колеблется от 25—40 до 200 м. Состоят они из гальки известняков, гранитов, кварцитов, кварца, фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, гранит-порфиров, аляскитовых гранитов, аплитов и полимиктового рассланцованного цемента. Галька размером от 3 до 10—15 см хорошо окатана, иногда уплощена. Конгломераты переслаиваются с маломощными горизонтами полимиктовых песчаников и филлитовидных сланцев.

Стратиграфически выше конгломераты постепенно сменяются грубозернистыми зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, которые переходят в тонкоплитчатые слоистые зеленоватые глинистые сланцы с единичными прослоями серых полосчатых известняков. Верхняя часть свиты сложена полимиктовыми и карбонатными среднезернистыми песчаниками с прослоями филлитовидных сланцев и кислыми эффузивами. Характерно присутствие в песчаниках и сланцах кубиков сидерита. Мощность точерской свиты 1500—2000 м.

Бурундинская (ауглейская) свита отличается довольно простым литологическим составом. В нижней части она сложена крупногалечными известковыми конгломератами, в верхней — однообразными серыми и зеленоватыми карбонатными и кварцево-карбонатными песчаниками и кислыми эффузивами. В бассейне рек Ауглея и Иннокана породы этой свиты обнажаются в следующей последовательности (снизу, мощность в метрах):

1. Серые, зеленовато-серые карбонатные и кварцитовидные песчаники, иногда с прослоями мелкогалечных известняковых конгломератов 300'
2. Известковые конгломераты с галькой известняков, сланцев и песчаников 50—300'
3. Серые и зеленовато-серые кварцево-карбонатные и полимиктовые песчаники 100'

В верхнем течении р. Большого Амалата разрез бурундинской (ауглейской) свиты более сложен. В основании залегают средне- и

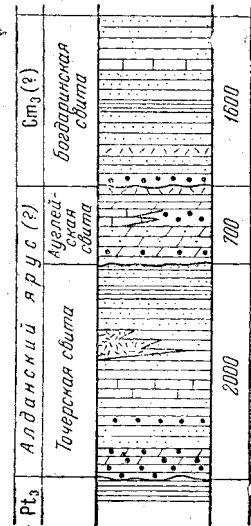


Рис. 28. Стратиграфическая колонка кембрия бассейна р. Богдарина (П. В. Осокин и Н. З. Воюш).
Условные обозначения те же, что и к рис. 27

мелкогалечные конгломераты, которые выше переходят в крупногалечные. Галька представлена сланцами, мраморами, кварцитами, амфиболитами, эффузивами, кварцем, гранитами, диоритами и др. Мощность этого горизонта 75 м. Выше наблюдается переслаивание яшмовидных пород, кислых эффузивов и их туфов, сланцев, алевролитов, песчаников, общей мощностью 300 м.

Общая мощность бурундинской (ауглейской) свиты оценивается в 700 м.

Стратиграфическое положение, а следовательно, и возраст точерской и бурундинской свит не вполне ясны. Они залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на породах верхнего протерозоя и поэтому условно могут быть отнесены к нижнему кембрию. Взаиморасположение этих свит осталось невыясненным.

Богдаринская свита, выделенная из толщи, считавшейся нижнекембрийской, и включающая пестроокрашенные песчаники, гравелиты, туфопесчаники, сланцы, отождествляется нами с иташинской свитой, условно относимой к верхнему кембрию, и будет охарактеризована ниже.

На Талой-Усойском водоразделе в районе Васильевского железомарганцевого рудопроявления В. Ф. Донцовым и В. Г. Беличенко установлен следующий разрез нижнего кембрия (снизу):

1. Песчано-конгломерато-сланцевая свита с прослоями и линзами известняков, залегающая со стратиграфическим несогласием на породах верхнего протерозоя. Местами конгломераты имеют характер брекчий, состоящих из угловатых и слабоокатанных обломков белого известняка и гематитово-марганцевых пород. Цементом является белый известняк.

Конгломераты представлены полимиктовыми разностями с разнообразной галькой (известняков, кварцитов, гранитов, кварцевых порфиров и гематитово-марганцевых пород). Цемент песчано-глинистый, заметно метаморфизованный. Переслаиваются они с серыми средне- и крупнозернистыми песчаниками, обломочная часть которых состоит из кварца, плаггиоклаза, микроклина, и с филлитовидными сланцами. Мощность свиты 800—1000 м.

2. Карбонатно-сланцевая свита подразделяется на три горизонта (снизу): а) карбонатные и карбонатно-углистые сланцы; б) карбонатно-глинистые сланцы, переслаивающиеся с известняками и кварцитами, и в) мергелистые и серицитово-хлоритово-кремнистые сланцы. Все перечисленные разновидности пород отличаются светло-серой и зеленовато-серой окраской. Мощность свиты 800 м.

3. Свита глинисто-хлоритовых и хлоритово-серицитовых сланцев с прослоями основных эффузивов (?). Видимая мощность свиты 1000—1200 м.

По литологическому составу приведенный разрез нижнего кембрия вполне сопоставим с точерской свитой, выделенной юго-западнее Талой-Усойского водораздела П. В. Осокиным.

В северо-восточной части Витимского плоскогорья (левобережье р. Ципы, бассейн р. Бамбуйки), по данным Г. Х. Файнштейна, А. Г. Гарифулина и др., а также по новым исследованиям С. П. Смеловского, В. И. Шенфиль, Л. П. Федоренко и др., нижнекембрийские вулканогенно-осадочные образования имеют довольно широкое распространение. С. П. Смеловский и др. разделяют их на две толщи: кадалинскую и жанокскую, между которыми предполагается значительный перерыв (рис. 29).

Кадалинская толща распространена на южных отрогах Южно-Муйского хребта и в северной части Витимского плоскогорья

(водораздел рек Ципы и Олинды, бассейны рек Амнунды, Таликита, Бамбуйки, Бамбукоя и др.). Эта толща повсеместно представлена чередующимися между собой пропластками кварцевых порфиров, кварцевых кератофигов, фельзитов, их туфов, туфопесчаников, туфобрекчий, алевролитов, песчаников, конгломератов и в редких случаях известковистых сланцев.

Последовательность напластований в кадалинской толще нигде не установлена. Г. Х. Файнштейн считал, что в основании толщи залегают конгломераты и туфобрекчии. А. Г. Гарифулин и С. П. Смеловский полагают, что грубообломочный материал приурочен к верхней части разреза.

Среди эффузивных пород, слагающих кадалинскую толщу, главную роль играют кварцевые кератофиры. Макроскопически это серые, светло-зеленоватые и темно-серые сланцеватой текстуры породы. Структура их порфировая, с тонкозернистой микрогранитовой или фельзитовой основной массой. Вкрапленники размером 2—3 мм представлены кварцем, плагиоклазом (чаще альбитом) и редко микропертитом. В состав основной массы входят кварц, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, рудный минерал. Кварцевые порфиры и фельзиты занимают подчиненное положение. Туфы кварцевых порфиров и туфоконгломераты встречаются сравнительно редко.

Конгломераты внутрiformационного типа встречаются лишь на во ораз еле рек Ципы и Олинды, Жанка и Бамбукоя, по левобережью р. Кудура. Они сложены галькой темно-серых фельзитов, кварцевых порфиров, кварцевых кератофигов, туфов, туфопесчаников. Цемент песчаный и состоит из зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород. Размеры гальки колеблются от 0,2 до 15 см. Редко встречаются валуны диаметром до 1 м.

В составе толщи имеются также песчаники, алевролиты и известняки, распространенные по рекам Кудуру, Кавокте, Олинде, Укшуму и др. В нижнем течении р. Кавокты вскрывается ядро антиклинальной складки, сложенное метаморфизованными алевролитами, содержащими маломощные прослойки доломитов, а также пласт известняков мощностью 200—300 м. К верхней части разреза приурочены метаморфизованные песчаники мощностью около 500 м. Общая мощность кадалинской толщи здесь составляет 1500 м.

Метаморфизм отложений кадалинской толщи, в общем, невысокий, однако в контактах с прорывающими их гранитами изменения пород выражены резко. Так, алевролиты превращены в биотитово-кварцевые, биотитово-мусковитово-кварцевые, гранатово-биотитово-кварцевые сланцы, кордиеритовые узловатые роговики. Известняки и доломиты мраморизованы, в них обычно развиваются тремолит и актинолит, реже диопсид и форстерит.

Жанокская толща распространена по долинам рек Жанка и Бамбукоя, в среднем течении р. Бамбуйки, в нижнем течении р. Кавокты и в бассейне р. Дипкоши. Обобщенного разреза толщи не наблюдалось; во всех перечисленных участках отложения этой толщи несколько отличаются друг от друга.

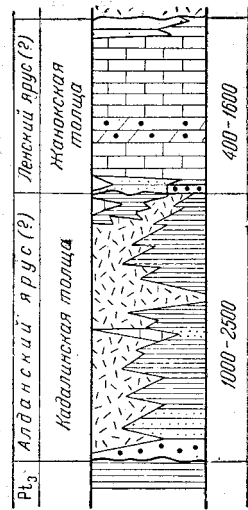


Рис. 29. Стратиграфическая колонка нижнего кембрия бассейна рек Ципы и Бамбуйки (С. П. Смеловский и др.)
Условные обозначения те же, что и к рис. 27

В среднем течении р. Жанка на размытой поверхности кварцевых кератофиров кадалинской толщи и протерозойских гранитах залегают (снизу, мощность в метрах):

1. Базальные крупногалечные конгломераты зеленого цвета, переслаивающиеся с серыми, зеленовато-серыми и розовато-серыми средне- и крупнозернистыми аркозовыми песчаниками. Галька размером от 2 до 30 см представлена кварцевыми кератофирами, лейкократовыми гранитами, хорошо окатана. Цемент базальный, зеленовато-серый или красноватый, песчанистый	15
2. Светло-серые и светло-зеленовато-серые среднезернистые песчаники с карбонатно-песчанистым цементом	10
3. Белые песчанистые доломиты	20
4. Серые песчанистые известняки, среди которых имеются прослои (3—5 м) серых среднезернистых граувакковых песчаников с известковым цементом	50
5. Темно-серые доломиты, доломитизированные известняки и известняки с редкими маломощными прослоями известковистых сланцев. Карбонатные породы обогащены крупнокристаллическим (2—3 см) пиритом	250
6. Тонкослоистые известково-песчанистые серые сланцы с редкими прослоями (1—3 м) кварцевых песчаников	50

Общая видимая мощность жанокской толщи в бассейне р. Жанка не превышает 400 м.

Более полный разрез этой толщи наблюдался на водоразделе р. Бамбуйки и руч. Амаатканского, где установлена следующая последовательность напластований (снизу, мощность в метрах):

1. Сланцеватые мелко- и среднезернистые слабометаморфизованные преимущественно кварцевые и реже аркозовые песчаники, переслаивающиеся с мелкогалечными конгломератами	300
2. Темно-серые мелкозернистые известняки	80
3. Серые массивные мелко- и крупнозернистые кварцевые песчаники с кварцево-серицитовым цементом	340
4. Розовые и светло-серые мелкозернистые слабо метаморфизованные известняки	175
5. Светло-серые и кремовые мелкозернистые полосчатые мергели	50
6. Темно-серые мелкозернистые полосчатые доломиты	50
7. Темно-серые битуминозные тонкозернистые известняки	300
8. Чередование темно-серых мелкозернистых известняков, кварцевых песчаников, алевролитов с тонкими прослоями черных кварцево-серицитово-углистых сланцев	300

Общая видимая мощность толщи достигает 1600 м.

Возможно, что к верхней части разреза следует относить мощную (до 1000 м) пачку карбонатных пород (кремовые, серые известняки и доломиты с подчиненными пропластками известковых конгломератов и сланцев), развитых в верховьях р. Усоя.

Другие частные разрезы толщи отличаются от приведенных лишь деталями. Например, иногда в их составе появляются филлиты, оолитовые известняки и известковые брекчии, глинисто-карбонатные сланцы (р. Бамбуйка).

Отложения жанокской толщи на контактах с палеозойскими гранитоидами изменены. В карбонатных породах появляются тремолит, волластонит, нередко эти породы превращаются в крупнозернистые мраморы. Филлиты изменяются в биотитово-серицитово-кварцевые и амфиболово (пироксеново)-кварцевые сланцы, а слабо метаморфизованные алевролиты и глинисто-карбонатные сланцы превращаются в кордиеритовые роговики.

Возраст кадалинской и жанокской толщ не ясен. К. П. Калинина, Г. Х. Файнштейн, А. Г. Гарифулин и др. относили породы этих толщ к верхнему протерозою — кембрию. По сообщению С. П. Смеловского и др., в породах кадалинской и жанокской толщ обнаружены единичные споры и пыльца пермо-карбонного возраста. Кроме того, в розо-

вых мергелях жанокской толщи по р. Бамбуйке найдены проблематичные органические остатки, напоминающие, по одним определениям, спикулы губок (М. М. Швецов), иглы (?) морских ежей (В. М. Латин), а по другим — птероподы (А. Г. Вологдин). Следовательно, возможный возрастной диапазон этих осадков очень велик — от нижнего кембрия до пермо-карбона включительно. Вместе с тем достаточно уверенно определяется их послеверхнепротерозойский возраст: эффузивы кадалинской толщи залегают на верхнепротерозойских гранитах (междуречье Жанок — Бамбуйка, р. Жанок), а отложения жанокской толщи с конгломератами в основании залегают на поверхности размыва кадалинской толщи и верхнепротерозойских гранитов.

Кадалинская толща может быть сопоставлена с точерской и бурундинской свитами, а жанокская — с олдындинской свитой, т. е. обе толщи, по-видимому, следует относить пока к нижнему кембрию.

Все приведенные разрезы нижнего кембрия Удино-Витимской зоны, вероятно, являются неполными, так как часть распространенных здесь отложений, очень сходных с кембрийскими, до сих пор относится к верхнему протерозою только потому, что они фаунистически не охарактеризованы. Как правило, разрезы кембрия везде начинаются с терригенных осадков, залегающих на подстилающих комплексах с крупным перерывом и угловым несогласием. Эти разрезы включают не только нормально-осадочные породы, но и вулканогенные. Последние развиты очень неравномерно как по разрезу, так и по площади.

Большая мощность отложений (свыше 5000 м), значительное развитие эффузивов спилито-кератофировой формации, складчатость линейного типа и широкое проявление интрузивного магматизма — все это показывает, что Удино-Витимская структурно-фаціальная зона развивалась в нижнем кембрии как типичная эвгеосинклиналь.

Бирамьинская зона

Бирамьинская зона включает отложения нижнего кембрия бассейна рек Бирамьи (левого притока р. Томпуды) и Катеры, залегающие в ядрах синклинали северо-восточного простирания, нарушенных многочисленными разломами. Нижний кембрий в этом районе был выделен из толщи древних пород относительно недавно, после находки П. Ч. Шобогоровым (1956) в известняках по р. Бирамье обильной фауны трилобитов, археоциат и брахиопод. Разрез нижнего кембрия, несмотря на присутствие фауны, до сих пор трактуется по-разному. Большинство геологов (Л. И. Салоп, П. Ч. Шобогоров, А. В. Колесников, В. Г. Беличенко, З. М. Анисимова, К. П. Калинина и др.) выделяют в нижнем кембрии описываемого района три свиты (снизу): турикскую, бирамьинскую и иркандинскую. Другой точки зрения придерживается С. А. Гурулев, который, кроме перечисленных свит, относит к кембрию няндонинскую и баргузинскую свиты верхнего протерозоя. Здесь принята признанная большинством геологов стратиграфическая схема нижнего кембрия.

Наиболее полные разрезы нижнего кембрия имеются в бассейне р. Бирамьи. Контакты с подстилающими протерозойскими породами в большинстве случаев осложнены разломами, тем не менее трансгрессивное залегание турикской свиты нижнего кембрия на отложениях няндонинской и уколдинской свит верхнего протерозоя в северо-западном крыле Бирамьинской синклинали вполне ясное. Менее изучен контакт нижнего кембрия в юго-восточном крыле этой складки, что приводит к разногласию в оценке возраста няндонинской и баргузинской свит (рис. 30).

Турикская свита представлена зелеными, серыми, лиловыми конгломератами, полимиктовыми песчаниками с линзами глинистых сланцев. Конгломераты крупно- и мелкогалечные (размер гальки от 5 до 30—40 см), сложены хорошо окатанной галькой различных сланцев (преобладают серицитово-хлоритовые и хлоритово-карбонатные), гнейсов, кварца, гранитов, диоритов, красных яшмовидных пород, эффузивов (порфириров, кератофиров, кварцевых порфириров и фельзитов) и песчаным цементом.

Песчаники (полимиктового состава) обладают алевролитово-псаммитовой структурой, полосчатой, иногда косослонистой текстурой.

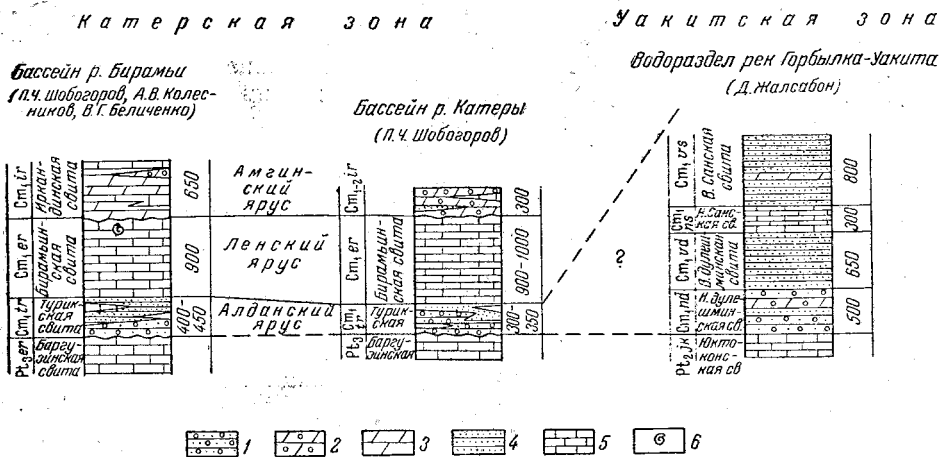


Рис. 30. Стратиграфические колонки нижнекембрийской миогосинклинали Северо-Западного Забайкалья

1 — полимиктовые конгломераты; 2 — известковые конгломераты; 3 — карбонатные сланцы; 4 — песчаники; 5 — известняки; 6 — находки археозоитов

Цемент контактово-поровый, по составу хлоритово-карбонатный и карбонатно-лимонитовый.

В песчаниках многочисленны прослои и линзы глинистых и глинисто-карбонатных сланцев. В верхней части разреза свиты появляются мергели и известняки, кремовые, буровато-серые и малиновые, в виде маломощных прослоев и линз, мощностью от 0,5 до 3,5 м. Все разновидности связаны взаимопереходами. Турикскую свиту следует условно относить к алданскому ярусу нижнего кембрия. Мощность турикской свиты 300—480 м.

Бирамынская свита известняков и доломитов довольно однообразного состава залегает согласно на песчаниках и конгломератах турикской свиты.

Среди известняков различаются темно-серые, серые, светло-серые, реже белые сахаровидные разновидности. Структура их гранобластовая, иногда оолитовая; текстура, как правило, массивная; полосчатость видна очень редко.

В светло-серых известняках по кл. Трилобитовому, правому приходу р. Лево́й Бирамы, обнаружена фауна археозоит хорошей сохранности¹: *Kooteniella acuta* N. Tchern., *Edelsteinaspis gracilis* Lerm., *Kounamkites dubitabilis* Ogienko sp. nov., *Edelsteinaspis ornatus*

¹ Впервые фауна была обнаружена П. Ч. Шобогоровым, дополнительные сборы проводились В. Г. Беличенко, А. С. Ескиным, А. В. Колесниковым, В. И. Навиль.

Leg m., *Kooteniella slatkowskii* (Schm.), *Kootenia* sp., брахиоподы *Nisusia* sp. и археоциаты *Ethmophyllum* Meek, *E. ratum* Vologd.

По заключению Л. Н. Репиной, комплекс трилобитов характерен для еланского горизонта ленского яруса. Мощность бирамьинской свиты 900—1000 м.

Ирландинская свита заканчивает разрез нижнего кембрия. Она залегает с небольшим угловым несогласием на бирамьинской свите. Наиболее полный разрез ирландинской свиты наблюдается в бассейне р. Бирамь. Подобные ей образования встречены на небольшой площади в бассейне р. Няндони.

Рассматриваемая свита включает известковые конгломераты, известковые песчаники, сланцы, известняки и, так же как и нижележащие свиты, сохраняет свои литологические особенности на значительной площади. Характерными породами свиты являются известковые конгломераты, состоящие исключительно из гальки карбонатных пород разнообразной окраски — белой, розовой, светло-серой, серой — и карбонатного или песчано-карбонатного цемента. Размер и окатанность гальки изменчивы. Более крупнообломочные конгломераты приурочены к основанию свиты, отличаются при этом плохой окатанностью галек и преобладанием их над цементом. Максимальный размер валунов 60×30 см. По простирацию крупногалечные конгломераты часто выклиниваются, фациально замещаясь карбонатными гравелитами и песчаниками.

Выше по разрезу размер гальки в конгломератах уменьшается, появляется все больше прослоев песчаников, которые постепенно вытесняют конгломераты. Песчаники отличаются окраской: светло-серой, пепельной, светло-желтой, светло-зеленой. Обломочная часть песчаников представлена преимущественно кварцем, полевым шпатом и карбонатными породами, цемент сложен в основном карбонатной массой с криптокристаллической структурой. Часто наблюдается полосчатая текстура.

В средней и верхней частях разреза спорадически появляются линзы известковых конгломератов.

Роль известняков в строении ирландинской свиты в настоящее время не совсем ясна. Уверенно к этой свите относятся известняки, образующие прослои и линзы среди песчаников и конгломератов. Нет достоверных данных о взаимоотношениях известковых конгломератов и песчаников с известняками, которые обнажаются в среднем течении р. Лево́й Бирамь. Эти известняки могут оказаться частью ирландинской свиты. По стратиграфическому положению ирландинская свита может соответствовать амгинскому ярусу нижнего кембрия. Видимая ее мощность 300—450 м.

Разрез нижнего кембрия, аналогичный описанному, установлен П. Ч. Шобогоровым в бассейне р. Катеры, на водоразделе рек Акумакита и Турлико, в верховьях рек Илокона и Турика. Общая мощность нижнекембрийских отложений 1600—2000 м.

Для разрезов нижнего кембрия в бассейне р. Катеры в отличие от разрезов нижнего кембрия в южной части Витимского плоскогорья и бассейна р. Джиды характерны относительно небольшая мощность и отсутствие эффузивных пород. Отложения нижнего кембрия Бирамьинской зоны, так же как и в более южных районах, смяты в линейные складки с крутыми углами падения (60—85°) и прорваны диоритами, гранодиоритами и биотитовыми гранитами (А. В. Колесников и З. М. Анисимова; А. С. Ескин и В. Г. Беличенко).

Уакитская зона

Санская серия. Уакитская зона расположена на территории Южно-Муйского хребта, в бассейне р. Уакита. Здесь выделяется санская серия нижнего кембрия, представленная мелководными морскими терригенными отложениями. Эти отложения изучались Л. И. Салопом и позже Д. Жалсабоном в бассейне р. Сана, на водоразделе рек Горбылка и Дулешмы. Отложения этой серии отделены от верхнепротерозойских крупным разломом, однако в среднем течении р. Дулешмы удалось наблюдать, как базальные конгломераты санской серии налегают с угловым несогласием на породы мухтунной и ютоконской свит, относимых к верхнему протерозою. Санская серия делится на четыре свиты (снизу): 1) нижнюю дулешминскую, 2) верхнюю дулешминскую, 3) нижнюю санскую и 4) верхнюю санскую.

Нижняя дулешминская свита представлена полимиктовыми и карбонатными конгломератами с прослоями полимиктовых песчаников серого и розовато-серого цвета. В среднем течении р. Дулешмы обнажен следующий разрез свиты (снизу):

1. Буровато-серые конгломераты с редкими остроугольными и слабо окатанными обломками известняка и кварца и глинисто-карбонатным цементом. Контакт с подстилающими породами резкий.

2. Полимиктовые темно-серые конгломераты с маломощными прослоями песчаников.

Видимая мощность этого разреза свиты 500 м.

Галька конгломератов состоит из разнообразных пород: эффузивов (фельзиты, кварцевые порфиры, кератофиры, порфириты, диабазы) и туфов, гранитоидов, известняков, иногда оолитовых и водорослевых, филлитов, кварцитов и метаморфизованных полимиктовых песчаников и кварца.

Верхняя дулешминская свита сложена монотонными среднезернистыми серыми и розовато-серыми песчаниками. Среди них выделяются полимиктовые, аркозовые и кварцевые. Структура песчаников псаммитовая. Мощность свиты 650 м.

Нижняя санская свита, залегающая согласно на верхней дулешминской свите, представлена светло-серыми известковыми конгломератами с прослоями карбонатных песчаников. Галька хорошо окатана и состоит исключительно из темно- и светло-серых известняков. Цемент также карбонатный.

В нижнем течении р. Сана наблюдается следующий разрез (снизу, мощность в метрах):

1. Массивные светло-серые известковые конгломераты	250
2. Массивные зеленовато-серые песчаники	25
3. Серовато-зеленые песчаники с редкой галькой известняков	4
4. Зеленые, светло-серые известковые конгломераты	17
Мощность нижней санской свиты около 300 м.	

Верхняя санская свита согласно перекрывает нижнюю санскую. Низы этой свиты сложены карбонатными, реже полимиктовыми песчаниками, а верхи — полимиктовыми песчаниками с косой слоистостью и волноприбойными знаками. Мощность свиты 800 м.

Как видно из краткого описания, санская серия представлена исключительно терригенными отложениями значительной мощности (2200 м), которые смяты в складки северо-восточного простирания и прорваны биотитовыми гранитами. Фаунистически эта серия не охарактеризована, поэтому отнесение ее к нижнему кембрию и, в частности, к алданскому ярусу следует считать весьма условным.

Свиты санской серии при сопоставлении с разрезом кембрия Бирамьинского района не находят себе аналогов. Возможно, что одни и те же стратиграфические единицы в этих разрезах имеют различный литологический состав.

Верхний кембрий (?)

На Витимском плоскогорье в отдельных местах развиты пестроцветные терригенные и терригенно-вулканогенные отложения, которые условно отнесены к верхнему кембрию. Еще П. Н. Кропоткин (1873) упоминал о красных песчаниках по рекам Усою и Богдарину, а И. А. Лопатин (1895) и А. К. Мейстер (1932) отмечали эти песчаники по рекам Аталанге и Джилинде, отождествляя их с мотскими и ленскими. На Витимо-Холойском водоразделе красноцветные песчаники изучались К. А. Шахварстовой (1948), которая объединила их с эффузивами и отнесла к верхнему палеозою. С. Н. Коровин те же песчаники считал верхним членом нижнепалеозойского эффузивно-осадочного комплекса. В 1957 г. В. Г. Беличенко, Ю. А. Чернов и В. В. Скрипкина выделили красноцветные песчаники в самостоятельную иташинскую свиту и условно отнесли ее к верхнему кембрию.

В бассейне р. Богдарина красноцветные отложения были объединены К. П. Калининой в усойскую свиту (Ст₁), а С. Д. Шером и В. Г. Беличенко — в богдаринскую свиту нижнего кембрия. В последние годы красноцветные отложения этого района изучались П. В. Осокиным (1959), который без достаточных оснований отнес богдаринскую свиту к нижнему мезозою.

Материалы последних лет позволяют более уверенно выделить в разных участках Витимского плоскогорья свиту пестроцветных пород и сопоставить их друг с другом.

На Витимо-Холойском водоразделе, где пестроцветные отложения подстилаются заведомо нижнекембрийскими породами с фауной, они выделяются в иташинскую свиту (Беличенко, Хренов, Чернов, 1961).

Иташинская свита характеризуется преобладанием в своем составе красноцветных песчаников, гравелитов и сланцев, широко развитых по речкам Иташи и Холинка.

Нижняя стратиграфическая граница иташинской свиты проводится по подошве конгломератов, которые по кл. Хулуде, правому притоку р. Витима, залегают с угловым несогласием на известняках и сланцах олдындинской свиты с археоциатами. Галька конгломератов плохо окатана, размер ее не превышает 7—8 см, состоит из известняков, в отдельных случаях с археоциатами. Цемент конгломератов известково-песчанистый. Мощность их небольшая (2—4 м) и невыдержанная.

Конгломераты обнаружены не только в основании иташинской свиты, но и выше по разрезу среди пестроцветных песчаников. Состав галек здесь более разнообразен, они представлены кварцем, кварцитами, сланцами, разрушенными эффузивами (единичные гальки). Вероятно, это внутриформационные конгломераты, образующие прослои и линзы в толще песчаников. Переход от конгломератов к красноцветным песчаникам постепенный через лачку конгломерато-терригенных отложений.

По правобережной кл. Хулуды составлен следующий разрез нижней части иташинской свиты (снизу, мощность в метрах):

- | | |
|---|----------|
| 1. Конгломераты с известняковой галькой | 2—4 |
| 2. Малиново-серые средне- и мелкозернистые песчаники | около 50 |
| 3. Малиновые и светло-зеленые карбонатные сланцы, пересланяющиеся между собой | 45—50 |

4. Желтые и зеленые карбонатные сланцы	40
5. Красноцветные средне- и крупнозернистые песчаники	25—30
6. Малиновые и зеленые карбонатные сланцы	40
7. Малиновые среднезернистые песчаники	50
8. Светло-зеленые карбонатные сланцы	25
9. Зеленовато-серые глинистые и глинисто-карбонатные сланцы	около 150
10. Малиново-серые карбонатные сланцы	20
11. Красные и коричневые глинистые сланцы	60
12. Красные среднезернистые песчаники иногда с косою слоистостью	200

Как видно из разреза, нижняя часть исташинской свиты представлена песчано-сланцевой пачкой, отличающейся повышенным содержанием карбонатного материала. Выше по разрезу сланцев становится меньше, постепенно они исчезают. Верхняя часть свиты сложена исключительно красноцветными песчаниками. Структура последних бластоалевритовая, бластосаммитовая, бластопсефитовая, а у более высокометаморфизованных микрогранобластовая, гранобластовая. Среди песчаников можно выделить разновидности с алевритовой, псефитовой и псаммитовой структурами. Текстура полосчатая, слабополосчатая и косослоистая. По составу цемента, который имеет структуру механического заполнения пор и соприкосновения с элементами кристификационной структуры, песчаники разделяются на две группы: 1) с карбонатным цементом и 2) с железистым цементом.

Песчаники с карбонатным цементом приурочены, как правило, к нижней части свиты, но встречаются и в ее верхах, образуя маломощные прослои и линзы. Обломочная часть этих песчаников представлена окатанными и угловатыми зернами кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, микрокварцита и единичными зернами циркона. Карбонатный цемент составляет 10—15% объема породы. В отдельных местах в цементе появляется эпидот, образующий мелкозернистые скопления, заполняющие пространства между обломочными зернами. В скоплениях выделяются полосы с карбонатным и кварцево-глинисто-железистым цементом. В этом случае на долю цемента приходится около 30% объема породы.

Песчаники с железистым цементом состоят из окатанных (в псаммито-псефитовых разновидностях) и угловатых (в алевритовых разновидностях) зерен кварца, полевых шпатов, кварцита, сланцев, разрушенных эффузивов, микропегматита. В цементе, обычно имеющем структуру механического заполнения пор, различаются мелкие зерна кварца, полевых шпатов и окислов железа. Кроме того, в цементе имеются серицит, реже хлорит и биотит, а в более метаморфизованных разновидностях — эпидот, цоизит, игольчатый актинолит.

Среди песчаников встречаются разновидности с порово-пленочным типом цемента и преобладанием кварца в обломочной части. В гравелитах и внутриформационных конгломератах преобладает кварцевая галька. На водоразделе кл. Исташи и р. Холинки обнаружены гравелиты, состоящие из слабо окатанных обломков кварца и розовых полевых шпатов (калневый полевой шпат, иногда микропертит) и порово-пленочного цемента с новообразованиями эпидота, актинолита и цеолитов. На этом же водоразделе встречаются тонкозернистые, слабополосчатые кремнистые и кварцево-хлоритовые сланцы, а также песчаные известняки, образующие прослои и линзы в песчаниках.

На отдельных участках породы исташинской свиты значительно метаморфизованы. Наблюдается постепенное увеличение степени метаморфизма при движении на восток и северо-восток от ключей Исташи и Хулуды, т. е. при приближении к контакту с прорывающими их гранитоидами. Красноцветные песчаники постепенно осветляются, превращаясь в светло-розовые кварцитовидные песчаники и кварциты.

В цементе появляются мелкие зерна эпидота и цоизита, образующие кучные скопления, мелкие листочки серицита, хлорита и биотита. Структура таких песчаников бластоалевритовая, бластосаммитовая, бластосефитовая.

В контактах с гранитоидами песчаники подверглись еще большей перекристаллизации, выразившейся в образовании гранобластовой структуры. Зерна эпидота становятся крупнее и приобретают призматическую форму. Цоизит, заполняя пространство между обломочными зернами, образует скелетную структуру. Появляются скаполит и крупные листочки биотита. Непосредственно эруптивный контакт песчаников с гранитоидами обнажен на правом склоне долины р. Холинки. Здесь песчаники кварцитовидные и содержат много эпидота.

Мощность исташинской свиты в этом районе определяется в 1500 м.

Северо-восточнее кл. Исташи по левобережью р. Витима, в хребте Байсыхан, по кл. Аяну на значительной площади распространены красноцветные породы, которые В. Г. Беличенко и Ю. А. Чернов относят к исташинской свите.

Основанием последней в этом районе считаются конгломераты и песчаники, обнаженные в устье р. Кыдымита. К. А. Шахарстова (1948) относила их к базальным конгломератам нижнего кембрия, хотя непосредственного контакта с заведомо нижнекембрийскими отложениями не наблюдала. Эти конгломераты, как выясняется, постепенно переходят в серые, розовые и красные полимиктовые песчаники. Галька конгломератов размером от 1—2 до 20—30 см хорошо окатана и состоит преимущественно из известняков (белых, серых, реже полосчатых) и кремнисто-карбонатных сланцев. Встречаются единичные гальки основных эффузивов и метаморфизованных сиенит-диоритов. Цемент конгломератов кремнисто-карбонатный и песчано-известковый. Местами конгломераты значительно метаморфизованы. В их цементе появляются скаполит, амфибол, кордиерит, биотит, диопсид, гранат. Очертания галек становятся расплывчатыми и подчеркиваются мономинеральной оторочкой (гранатовой и эпидотовой). Видимая мощность конгломератов в устье р. Кыдымита достигает 500—600 м.

Восточнее устья р. Кыдымита в бассейне р. Алянги и по кл. Байсыхану, по наблюдениям В. Г. Беличенко и Ю. А. Чернова, в разрезе исташинской свиты господствуют пестроцветные разнозернистые песчаники и светло-зеленые тонкозернистые кремнистые сланцы. Песчаники часто косослойные. Кроме того, здесь встречаются в свалах кварцевые порфиры, альбитизированные порфириты, взаимоотношения которых с песчаниками не установлены.

Наиболее полный разрез исташинской свиты наблюдается по кл. Аяну, где обнажены красные, бурые, розовые и реже зеленоватые иногда косослойные песчаники, гравелиты и конгломераты. Полимиктовые песчаники состоят из хорошо окатанных и угловатых зерен кварца и полевых шпатов. Цемент в большинстве случаев карбонатный и серицитово-карбонатный, реже серицитово-полевошпатовый и железистый, образующий структуры механического заполнения пор, регенерационный и соприкосновения. Конгломераты относятся к внутрiformационным, они образуют в песчаниках линзы различной мощности. В них преобладает галька кварца, в меньшем количестве присутствует галька кварцитов, красных песчаников, сланцев и редко известняков, гранитов и гнейсов. Галька хорошо окатана, размер ее колеблется от 1 до 10 см. Цемент песчаный. Переходы от песчаников к конгломератам постепенные. Среди песчаников встречены пятнистые зеленовато-розовые тонкозернистые сланцы кварцево-серицитового состава, образующие прослой мощностью до 3 м.

Отложения пестроцветной свиты повсеместно дислоцированы, складки имеют северо-восточное простирание, углы падения крыльев колеблются от 40 до 65°.

А. Н. Булгатовым в 1960 г. в устье р. Джилинды установлено, что пестроцветные песчаники залегают с угловым несогласием на известняках тилимской свиты верхнего протерозоя. Взаимоотношения этих песчаников с заведомо кембрийскими образованиями в этом районе неизвестны.

Приведенные разрезы исташинской свиты очень близки к разрезам богдаринской свиты пестроцветных пород, развитых в бассейне р. Богдарина и протягивающихся в северо-восточном направлении от кл. Гулинги до Талой-Усойского водораздела. Отличительными признаками пород богдаринской свиты являются пестрая окраска и очень низкая степень метаморфизма. Среди них широко распространены лиловые, красные, коричневые, зеленые, зеленовато-серые гравелиты, песчаники, глинистые сланцы, серые, черные туфопесчаники. Наблюдаются косая слоистость, волноприбойные знаки и знаки ряби.

Наиболее полный разрез богдаринской свиты описан П. В. Осокиным по водоразделу кл. Анакит — кл. Полютковский (снизу, мощность в метрах):

1. Мелкогалечные зеленовато-серые, розовые, коричневые гравелиты с галькой кварца и кислых эффузивов. Галька хорошо окатана. По простиранию часто переходят в грубозернистые и мелкозернистые песчаники красного и коричневого цвета	от 2—5 до 15
2. Лиловые, красные среднезернистые песчаники и алевролиты	250
3. Кремовые, розовые, серые известняки	20
4. Зеленые, лиловые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, тонко переслаивающиеся между собой	450
5. Серые, темно-серые тонкозернистые песчаники, карбонатные алевролиты с прослоями темно-серых известняков	30
6. Зеленые тонкозернистые сланцы	70
7. Лиловые, красные алевролиты, глинистые сланцы, песчаники с маломощными линзами гравелитов	900
Общая видимая мощность отложений 1720 м.	

По простиранию на северо-восток породы богдаринской свиты становятся более грубозернистыми. На Талой-Усойском водоразделе гравелиты переходят в крупногалечные конгломераты с обильной галькой эффузивов.

На водоразделе рек Долган — Богдарин преобладают туфоконгломераты, гравелиты, туфопесчаники, туфы фельзит-порфира, кварцевого порфира, видимая мощность которых достигает 300 м.

Песчаники подразделяются по составу на кварцевые, аркозовые и полимиктовые, по структуре — на псаммитовые, реже алевролитито-псаммитовые. Обломки плохо отсортированы, характерно резкое преобладание обломочных зерен над цементом, который является контактовым, поровым, глинисто-железисто-карбонатным, превращенным в эпидотово-карбонатно-слюдястый агрегат. Перекристаллизация песчаников в контакте с гранитами обуславливает blastopсаммитовую, blastoалевролитовую структуру.

Галька конгломератов представлена фельзитами, риолитовыми порфирами, кварцитами, песчанистыми известняками, лейкократовыми гранитами, слюдястыми микросланцами, гранитами с пегматоидной структурой. Цемент конгломератов полимиктовый песчаный с новообразованиями серицита, хлорита и мусковита.

Туфопесчаники состоят из обломков фельзитов, кварца, темных стекловатых пород, полевых шпатов. Цемент состоит из более мелких

зерен тех же пород и минералов и глинистого материала, по которому развиваются серицит, хлорит, эпидот, мусковит и рудный минерал.

Отложения богдаринской свиты являются самыми молодыми в разрезе осадочно-метаморфических пород водораздела Талой — Малый Амалат. Они залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на различных свитах условного нижнего кембрия и протерозоя, смяты в складки с крутыми углами падения и прорваны мезозойскими граносиенитами, в контакте с которыми превращены в роговики и узловатые сланцы.

Возраст богдаринской свиты — полного аналога исташинской — определяется также условно как верхний кембрий (?)¹.

Разрез богдаринской свиты отличается от разрезов исташинской относительно более глубоководным характером осадков. Если в исташинской свите по кл. Аяну сланцы образуют единичные маломощные линзы, то в богдаринской они встречаются значительно чаще и переходят в мергели и известняки. Кроме того, по ключам Аяну и Исташи среди песчаников часто встречаются внутриформационные конгломераты с крупной, хорошо окатанной галькой.

Аналогом исташинской свиты можно считать также ямбуйскую свиту, выделенную и изученную К. А. Шахварстовой, Д. В. Ветровым, А. А. Крупским, В. Г. Беличенко и др. в бассейне р. Ямбуя, правого притока р. Турки. Но Л. И. Салоп, К. П. Калинина и др. относят ямбуйскую свиту к нижнему кембрию (бурундинская свита), поэтому описание ее приведено выше.

Сопоставляя разрезы исташинской, богдаринской и ямбуйской свит, приходится констатировать, что они очень близки как по литологическому составу (незначительные различия вполне объяснимы сменой условий осадконакопления), так и по стратиграфическому положению (залегают выше достоверного или условного нижнего кембрия). Отложения этих свит смяты в складки северо-восточного простирания с углами падения 30—40°, а иногда 60—70° и прорваны гранитоидами.

Формирование исташинской, богдаринской и ямбуйской свит происходило, судя по имеющимся материалам, в условиях остаточной верхнекембрийской геосинклинали (Пейве, Сеницын, 1950), которая, вероятно, охватывала район Еравнинских озер, бассейны рек Богдарина и Ямбуя. В современном эрозионном срезе от этих свит уцелели лишь небольшие обрывки — выходы пестроцветных отложений по рекам Исташи, Хулуде, Витиму, Аталанге, Джилинде, в бассейнах Богдарина и Ямбуя.

Как указывалось, возраст исташинской и сопоставляемых с нею свит определяется по-разному, так как фауна в них пока не обнаружена, а диапазон возможных границ очень велик.

Исташинская свита и ее аналоги условно считаются стратиграфическим эквивалентом верхоленской свиты верхнего кембрия, развитой на Сибирской платформе. Вопрос об истинном возрасте исташинской свиты и ее аналогов имеет большое принципиальное значение для понимания геологической истории Витимского плоскогорья и всей Байкальской горной области, поэтому его решению должно быть уделено в будущем особое внимание.

Приведенная характеристика разрезов кембрийских толщ, развитых в Северо-Западном Забайкалье, позволяет во многом по-новому

¹ В отложениях богдаринской свиты обнаружены споры и пыльца верхней перми и, возможно, триаса, на основании чего П. В. Осокин (1959) отнес ее к нижнему мезозою. Эти данные требуют проверки.

рассматривать историю развития этой территории в нижнем палеозое. При современной изученности вопроса о распространении кембрийских вулканогенно-осадочных толщ совершенно исключается представление о Северо-Западном Забайкалье, как области исключительно докембрийской складчатости. Равным образом нельзя считать, что структура этой области сформировалась во время байкальской складчатости (Шатский, 1932). Сторонники последнего представления указывали на невозможность отделения осадков верхнего протерозоя и нижнего кембрия и предлагали объединить их «в единый, хотя и сложный, байкальский структурно-фациальный комплекс» (Флоренсов, 1954а). Вместе с тем вряд ли возможно безоговорочно придерживаться взглядов, высказанных в свое время Делонэ, А. А. Борисяком, М. М. Тетяевым, В. В. Домбровским, Б. А. Ивановым, С. В. Обручевым и др., о существовании в рассматриваемой области классических каледонид с мощными геосинклинальными толщами нижнего палеозоя.

Материалы по стратиграфии кембрийских толщ Западного Забайкалья подтверждают представление, высказанное Е. В. Павловским (1956), об условиях развития кембрийской (салаирской) геосинклинали. Наиболее мощные собственно геосинклинальные (эвгеосинклинальные) вулканогенно-осадочные толщи нижнего кембрия формировались, по-видимому, в Джидинской и Удино-Витимской структурно-фациальных зонах, тогда как к северо-западу от них (Бирамьинская зона) и к северо-востоку (Уакитская, Средне-Витимская зоны) характер седиментации резко менялся. Здесь пока известны лишь терригенные и карбонатные миогеосинклинальные формации, указывающие на существенно иные условия развития этих зон в кембрии¹. Это различие в условиях седиментации находит свое подтверждение и в развитии интрузивного магматизма рассматриваемых зон. Удино-Витимская зона характеризуется мощным внедрением преимущественно кислых магм в виде доорогенных, синорогенных и посторогенных интрузий, тогда как в Бирамьинской и Уакитской зонах нижнепалеозойские интрузии занимают более скромное место. Следовательно, развитие Салаирской геосинклинали в Северо-Западном Забайкалье шло неравномерно.

В наиболее прогнутых частях Удино-Витимской зоны «остаточная» геосинклиналь продолжала свое развитие и в верхнем кембрии, о чем свидетельствует довольно мощное накопление пестроцветных, преимущественно терригенных и в меньшей степени вулканогенных и карбонатных осадков. Однако складчатость нижнекембрийских толщ и связанная с ней магматическая деятельность закончилась в доверхнекембрийское время, по-видимому в среднем кембрии. Во всех известных случаях верхнекембрийские (?) толщи лежат несогласно на нижнекембрийских, и до сих пор неизвестны крупные магматические тела, которые прорывали бы отложения верхнего (?) кембрия².

Таким образом, в Северо-Западном Забайкалье Салаирская геосинклиналь резко сократилась на границе среднего и верхнего кембрия, но имела совершенно самостоятельное значение для структурного развития всей Байкальской горной области. Поэтому неправильно считать эту геосинклиналь лишь остатком «Байкальской» геосинклинали, тем более, что заключительные движения продолжались и после верхнего кембрия, так как отложения последнего собраны в довольно крутые складки линейного типа.

¹ Возможно, впрочем, что вулканогенные толщи в составе еще плохо изученных осадков кембрия указанных зон будут обнаружены в будущем.

² Там, где магматические тела прорывают верхнекембрийские (?) толщи, они относятся условно к мезозою.

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕ-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Кембрийские отложения Средне-Витимской горной страны развиты в основном на левобережье р. Витима в бассейнах рек Кияны, Янгуда, Среднего и Правого Мамакана (Северо-Муйский и Делюн-Уранский хребты). На правобережье р. Витима эти отложения слагают сравнительно небольшой участок в верховьях рек Талои и Челолека. Повсюду они залегают в глубоких тектонических погружениях (типа сложных грабен) докембрийского фундамента и при этом заметно дислоцированы и прорваны в ряде мест различными интрузиями. На левобережье р. Витима кембрийские породы зажаты в грабенах, обрамляющих с трех сторон архейский комплекс Северо-Муйской глыбы.

Кембрийские отложения в бассейне Среднего Витима изучены более детально, чем в других районах внутренней части Байкальской горной области. Впервые их кратко описал А. К. Мейстер (1910, 1932), отнесший к кембрию также многие докембрийские метаморфические толщи Северо-Муйского хребта. Необходимо указать, что возраст отложений определялся им не на основании палеонтологических данных, которых в то время еще не было, а исключительно путем сравнения пород этого района с условно кембрийскими породами северо-западной окраины Байкальской горной области.

В 1944 г. Н. П. Михно в известняках бассейна р. Янгуда обнаружил археоциты и плохо сохранившиеся мелкие трилобиты и брахиоподы. Кембрийские отложения он расчленил на три свиты (снизу):

1. Падроканская свита (нижний кембрий) сложена внизу конгломератами, выше красноцветными песчаниками и мергелями; мощность 1650 м.

2. Янгудская свита (средний кембрий) образована известняками с редкими остатками фауны и водорослей; мощность 1100 м.

3. Свита казанка (верхний кембрий?) состоит из сиреневых мергелистых сланцев; видимая мощность около 500 м.

На кембрийских отложениях, по представлениям Н. П. Михно, несогласно залегают конгломераты, подстилающие мощную толщу метаморфических пород Делюн-Уранского хребта, которая относится к силуру.

Последующие исследования Л. И. Салопы (1954, 1955) показали, что кембрийские отложения бассейна Среднего Витима имеют значительно более сложный нормальный разрез. Кроме того, к кембрию принадлежат разнообразные толщи в бассейнах рек Кияны, Среднего Мамакана и Талои, которые Н. П. Михно считал протерозойскими, а все образования, относимые этим автором к силуру, на самом деле являются докембрийскими и отчасти нижнекембрийскими (Салоп, 1954, 1956б, 1960в).

В последние годы кембрийские отложения левобережья Витима изучал В. Л. Тихонов (1957). Он исследовал почти неизученный район р. Среднего Мамакана и собрал во многих местах большой палеонтологический материал, который позволил детально охарактеризовать разрез верхней (карбонатной) толщи кембрия.

Кембрийские отложения Средне-Витимской горной страны делятся на два литологических комплекса: нижний — существенно терригенный и верхний — карбонатный. В состав нижнего комплекса, который был назван мамаканской толщей (правильнее надсвитой), входят (снизу): гукитская, нижняя падроканская, верхняя падроканская и сидельтинская свиты (Салоп, 1954). Этот комплекс палеонтологически не охарактеризован, но, так как он согласно подстилает карбонатные отложения ленского яруса и по своему литологическому составу напоминает ниж-

ную часть разреза нижнего кембрия Ангаро-Ленского передового прогиба, его можно отнести к алданскому ярусу. Верхний комплекс, или иначе янгудская толща (надсвета), делится на нижнюю, среднюю и верхнюю янгудские свиты (Салоп, 1956б). По остаткам фауны нижняя часть нижней свиты относится к ленскому ярусу нижнего кембрия, а верхняя ее часть — к амгинскому ярусу среднего кембрия. К среднему отделу, по-видимому, принадлежат и две остальные свиты.

Нижний кембрий

Алданский ярус

Мамаканская надсвета. Терригенные отложения мамаканской надсвиты отличаются сильной фациальной изменчивостью и значительным колебанием мощности. В общих чертах они могут быть разделены на два главных типа. Один из них, приуроченный к глубоким внутренним прогибам, характеризуется большой мощностью осадочных пород; другой, развитый на склонах Северо-Муйской глыбы, отличается резко сокращенной мощностью нормального разреза.

Рассмотрим каждый из этих типов отложений в отдельности.

Осадочные толщи внутренних прогибов пользуются преимущественным распространением. Они известны в бассейнах рек Янгуда, Правого Мамакана и Среднего Мамакана, а также на правом берегу Витима в верховьях рек Талои и Челолека. Перечисленные выше свиты алданского яруса представляют собой именно этот тип отложений.

1. Гукитская свита¹ присутствует в основании кембрия только на южном склоне Делюн-Уранского хребта и на левобережье р. Правого Мамакана, у окраин древних прогибов со стороны, противоположной бортам Северо-Муйской глыбы.

В бассейне р. Правого Мамакана гукитская свита приурочена только к западному крылу крупной синклинали, расположенной в верховьях р. Якры. На восточном крыле складки она полностью выклинивается, и базальной толщей кембрия является уже нижняя падроканская свита. Рассматриваемая свита здесь сложена главным образом зелено-серыми грубозернистыми граувакковыми песчаниками и гравелитами с горизонтом (до 10 м) зеленых конгломератов, лежащим на поверхности размыва метаморфизованных эффузивов и гранитоидов нижнего протерозоя (рис. 31). Мощность гукитской свиты колеблется в больших пределах — от 80 до 700 м. В Делюн-Уранском хребте (левобережье р. Янгуда) свита состоит из зеленых, реже зеленовато-лиловых или пестрых конгломератов с подчиненными прослоями зеленовато-серых граувакков; мощность ее здесь нигде не превышает 180 м, но местами снижается до 30 м и даже до нуля.

Конгломераты характеризуются плохой сортировкой обломков и неясной слоистостью (слоеватостью), заметной благодаря субпараллельному расположению плоских галек и наличию выклинивающихся прослоев песчаника. Гальки хорошо окатаны, размер их от 0,5 до 35 см по длинной оси (чаще 5—10 см). В составе обломочного материала присутствуют различные эффузивные породы, гранитоиды, габброиды, серпентиниты, жильный кварц, метаморфизованные песчаники, кристаллические известняки и роговики. Среди них можно обнаружить характерные породы всех комплексов протерозоя. Особенно много галек метаморфизованных спилитов и кератофинов или плагиогранитов нижнего протерозоя; встречаются также обломки лиловых порфиоров падринской серии среднего протерозоя и различных песчаников, филлитов.

¹ Названа по р. Гукиту, притоку р. Янгуда.

и известняков верхнего протерозоя. Более редки гальки гранодиоритов, микроклиновых биотитовых гранитов и гранит-порфиров, входящих в состав позднекембрийских plutонических комплексов. Вокруг галек основных эффузивов и габброидов иногда заметна бурая кора выветривания, сложенная в основном сидеритом. Цементом конгломератов служит грубозернистый граувакковый песчаник.

Песчаники, развитые в бассейне Правого Мамакана, весьма похожи на граувакковый цемент конгломератов. Они также отличаются грубой слоистостью, очень плохой окатанностью и сортировкой зерен, большим количеством обломков эффузивов и присутствием аутигенного хлорита.

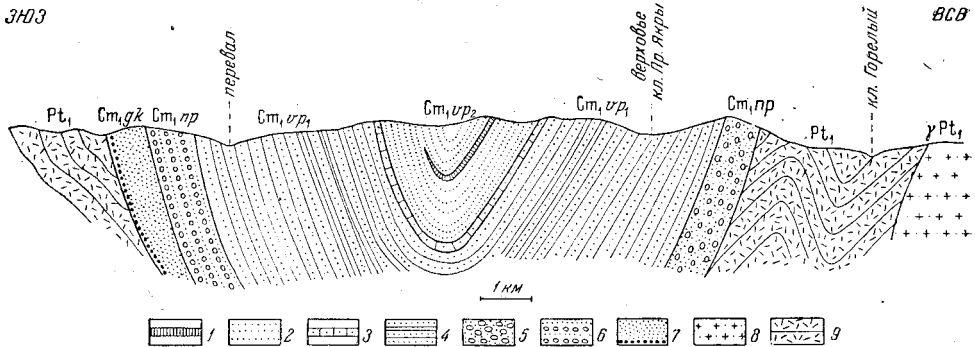


Рис. 31. Геологический разрез по водоразделу между реками Правым Мамаканом и Каалу (в верховьях р. Якры)

1 — пластовая залежь альбитовых гранит-порфиров (π); верхняя падроканская свита, нижняя (Ст₁вр₁) и верхняя (Ст₁вр₂) подсвиты; 2 — красные песчаники, 3 — карбонатные породы; 4 — зелено-серые песчаники и алевриты; нижняя падроканская свита (Ст₁пр); 5 — зелено-серые и пестрые конгломераты, 6 — красные конгломераты, гравелиты и песчаники; 7 — гукитская свита (Ст₁гк); зелено-серые гравелиты и песчаники; 8 — плагиограниты нижнего протерозоя (γPt₁); 9 — метаморфизованные эффузивы нижнего протерозоя (Pt₁)

Контакт гукитской свиты с подстилающими образованиями наблюдался в очень многих местах; повсюду конгломераты лежат на докембрийских породах с резким несогласием. На водораздельной гряде между кл. Осинным и кл. Узким зеленые крупногалечные конгломераты гукитской свиты лежат с угловым несогласием на песчаниках шумнинской свиты делюн-уранской подсерии верхнего протерозоя. Около контакта они наклонены на ЮЗ 215° под углом 60°, в то время как песчаники падают на СВ 30—40° под углом 60—70°, а несколько севернее — на ЮЗ 200° под углом 75—80°. Зеленые конгломераты (их мощность здесь не превышает 30 м) согласно перекрываются красными мелкогалечными конгломератами и песчаниками нижней падроканской и верхней падроканской свит.

Следует отметить, что иногда гукитские конгломераты лежат на песчаниках верхнего протерозоя без углового несогласия (например, на горной гряде между р. Малым Гукитом и ее левым притоком кл. Красным). Это обстоятельство и было причиной того, что песчаники шумнинской свиты ошибочно присоединялись к кембрию (под названием нижней гукитской свиты). Новые исследования показали, что и при отсутствии углового несогласия на границе между свитами наблюдаются признаки глубокого размыва, а шумнинские песчаники присутствуют в гальке конгломератов.

2. Нижняя падроканская свита¹ сложена красными, малиново-красными, зеленовато-бурыми или же пестрыми конгломератами

¹ Названа по кл. Падрокану, притоку р. Витима.

тами, иногда с прослоями такого же цвета гравелитов и грубых песчаников. В бассейне рек Талои и Челолока, где эти породы состоят преимущественно из обломков зеленокаменных эффузивов и, кроме того, сильно изменены, они характеризуются зеленовато-серым цветом. Вообще внешний вид и детали строения свиты от места к месту несколько варьируют (Салоп, 1954).

Конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки, плотно сцементированной красным или зеленовато-красным полимиктовым песчаником. Галька, как правило, преобладает над цементом. Размеры ее достигают 20 см, в очень редких случаях присутствуют валуны диамет-

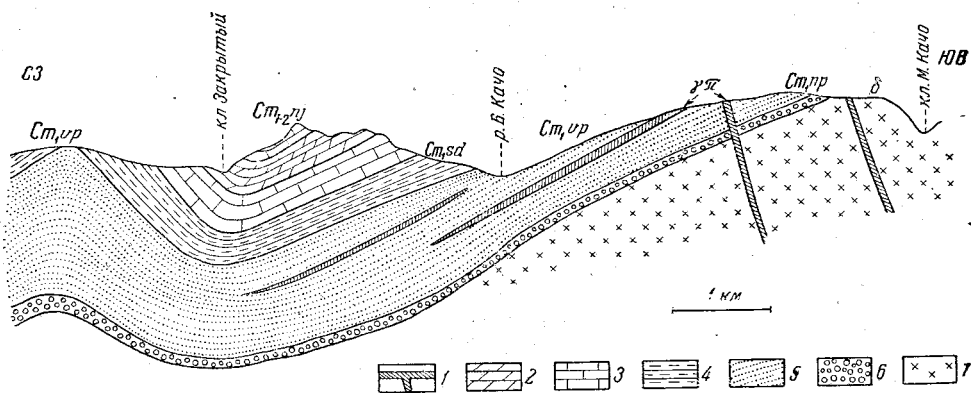


Рис. 32. Разрез кембрийских отложений на правом берегу р. Ягуда на участке между ключами Малым Качо и Закрытым

1 — гранит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры ($\gamma\pi$); 2 — доломиты и 3 — известняки нижней ягудской свиты ($Ст_{1-2}pl$); 4 — мергели, песчаники и глинистые сланцы сидельтинской свиты ($Ст_{1sd}$); 5 — песчаники верхней падроканской свиты ($Ст_{1pr}$); 6 — конгломераты нижней падроканской свиты ($Ст_{1pr}$); 7 — кварцевые диориты и монзониты витимской интрузии (δ)

ром до 80 см. Чаще всего встречаются гальки от 4 до 6 см. Форма галек преимущественно эллипсоидальная, уплощенная. В их составе установлены почти все породы докембрия.

В конгломератах, развитых по р. Малому Гукиту, встречены также валуны зеленых мелкогалечных конгломератов и гравелитов, очень похожих на соответствующие породы гукитской свиты. Часто обнаруживается отчетливая зависимость состава преобладающего обломочного материала от местных подстилающих пород. Например, красные порфиры и туфы падринской серии и рвущие их красные гранофировые гранит-порфиры (средний протерозой) в особенно большом количестве присутствуют в конгломератах, расположенных вблизи выходов этих пород на водоразделе р. Ягуда и кл. Падрокана. Вообще же рассматриваемые конгломераты отличаются большим разнообразием состава галек.

Песчаники имеют подчиненное значение и находятся преимущественно в верхней части свиты. Только в бассейне р. Правого Мамакана (р. Якра), где песчаники присутствуют в большом количестве, они равномерно распределены по всему ее разрезу. По своему составу и сложению они похожи на цемент конгломератов и на песчаники верхней падроканской свиты.

На водораздельной гряде р. Ягуд — кл. Падрокан в чередовании конгломератов и песчаников наблюдается ритмичность: на каждом слое конгломератов залегает слой красно-бурых песчаников, внизу

с косо́й слоистостью, которая выше срезается параллельными наслонками, и в самом верху заключает редкую гальку.

Вне ореолов контактового воздействия гранитов породы метаморфизованы очень слабо; только местами в них имеются новообразования хлорита, альбита, железистого карбоната, серицита и изредка пирита.

Конгломераты нижней падроканской свиты, в том случае если под ними отсутствуют конгломераты гукитской свиты, залегают на различных образованиях докембрия. В бассейнах рек Правого Мамакана (кл. Горелый) и Талои они перекрывают с резким угловым несогласием метаморфизованные эффузивные породы нижнего протерозоя, а в низовьях р. Янгуда лежат на глубокоэродированной поверхности гранитоидов Витимского плутона среднего протерозоя (рис. 32). На гукитской свите они лежат согласно, но иногда с размывом. По-видимому, очень слабое угловое несогласие, которое наблюдалось (Салоп, 1954) между этими свитами на водоразделе р. Малый Гукит—кл. Красный, имеет местное значение или, что еще более вероятно, оно обусловлено неодинаковой первичной ориентировкой слоистости в подстилающих и перекрывающих конгломератах.

Мощность свиты колеблется в больших пределах: от 45 до 200 м в бассейне р. Янгуда и от 350 до 1100 м в бассейне р. Правого Мамакана. На правом берегу Витима (р. Талои) она более устойчива и равна около 90 м.

3. Верхняя падроканская свита сложена главным образом красными, малиново-красными, бурыми, лилово-серыми и зеленовато-серыми песчаниками с прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев.

В бассейнах рек Янгуда и Талои свита имеет очень однообразное строение и состоит преимущественно из одних красноцветных песчаников. Только в ее нижней половине иногда присутствуют прослои зеленых песчаников и глинистых сланцев, а по р. Талои — также пачка (до 100 м) косослоистых светлых кварцевых песчаников, по-видимому выклинивающаяся по простираанию.

Значительно более сложное строение характерно для бассейна р. Правого Мамакана. На левобережье этой реки, в верховьях р. Якры (см. рис. 31), наблюдается следующий разрез свиты (снизу, мощность в метрах):

1. Зелено-серые мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники с многочисленными чешуйками аллотипенного мусковита на плоскостях слоистости 2000—2200
2. Ритмичное чередование зеленовато-серых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В основании каждого ритма находятся слои тонкоплитчатых слюдястых песчаников, на них с резкой границей лежат грубослоистые, почти массивные, но иногда полосчатые (слоистые) среднезернистые песчаники, выше постепенно сменяющиеся темно-серыми алевролитами или глинистыми сланцами, перемежающимися с тонкозернистыми песчаниками. Мощность каждого члена ритма колеблется от 3 до 20 м. Общая мощность пачки 420
3. Зелено-серые слюдястые песчаники, аналогичные лежащим в основании свиты. Вверху их залегает маломощная (12 м) пачка полосчатых алевролитов, перемежающихся с тонкозернистыми серыми песчаниками 800—900
4. Коричнево-бурые известково-доломитовые мелкозернистые песчаники, переходящие в песчаные известковистые доломиты 80
5. Лилово-красные среднезернистые песчаники с глинистыми призмаками на поверхности наслоения, кое-где с хорошо выраженной мелкосерийной косо́й слоистостью. Внизу этой толщи песчаники содержат остроугольные обломки и катыши красных глинистых сланцев, а также прослои зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Вверху разреза песчаники становятся более тонкозернистыми и среди них появляются частые прослои лилово-красных глинистых сланцев приблизительно 1500

Как видно, в бассейне р. Правого Мамакана рассматриваемая свита может быть разделена на две части (подсвиты): нижнюю (3200—3500 м), сложенную зелено-серыми песчаниками, отчасти алевролитами и глинистыми сланцами, и верхнюю (около 1600 м), образованную в основном красноцветными песчаниками с горизонтом карбонатных пород в подошве и прослоями глинистых сланцев в кровле.

В других участках этого же района сверху нижней подсвиты предполагается горизонт (до 200 м) карбонатных конгломератов, состоящих из галек серых и розовых известняков, связанных песчаным карбонатным цементом. На правом берегу р. Правого Мамакана этому горизонту, по-видимому, соответствует горизонт (до 120—140 м) зеленовато-серых или лиловато-серых и красных полимиктовых конгломератов, чаще всего мелкогалечных.

Песчаники верхней падроканской свиты обладают то грубой, то тонкой параллельной или линзовидной и косой слоистостью. Внизу свиты преобладает косая слоистость потокового типа с устойчивым наклоном косых серий, в верхней ее части — бассейнового типа с перекрестным расположением слоев. Местами на поверхностях наложения песчаников наблюдаются тонкие прослойки или примазки глинистых сланцев. Последние встречаются и в виде включений (катышей) внутри слоев песчаников, указывая на явления сингенетического перемыва. В некоторых участках (например, по р. Качо и др.) наблюдаются многочисленные следы волновой ряби, а также трещины усыхания.

Наиболее распространенные полимиктовые песчаники состоят из слабо окатанных, угловатых и даже остроберных обломков размером от 0,2 до 0,8 мм, причем заметно преобладает фракция 0,3—0,5 мм. В составе обломков находятся кварц, эффузивные породы (преимущественно кислые), туфы, полевые шпаты, биотит и мусковит, затем в подчиненном количестве рудные минералы, эпидот, цоизит, апатит, циркон, сфен, турмалин и др. Очень характерно присутствие крупных, иногда окатанных, чешуек биотита, обычно почти нацело замещенных гидрокислами и окислами железа и розовато-бурым пятнистым хлоритом. Цементирующее вещество состоит из серицита, хлорита, карбоната, кварца и гидроокислов железа.

Олигомиктовые и чисто кварцевые песчаники для верхней падроканской свиты не характерны и встречаются в ней лишь в виде отдельных прослоев или горизонтов.

Красный цвет многих песчаников определяется в основном присутствием пленок окисного железа, облекающих зерна, и большим количеством включений ожелезненного разложенного биотита. В более редких случаях он обусловлен окраской обломков кислых эффузивов и туфов (падринской серии). Иногда первичная красноцветная окраска пород утрачивается вследствие восстановления окисного железа или наложения процессов метаморфизма.

Метаморфические преобразования в песчаниках выражены в общем слабо и, как правило, заключаются в появлении в цементе чешуек серицита и хлорита. В более сильно измененных породах отмечаются еще порфиробласты железистого карбоната, а также мелкие столбики апатита и зеленого турмалина; кварцевый цемент бывает регенерирован. Вблизи интрузий послекембрийских гранитов породы ороговикованы и содержат новообразования биотита, актинолита, кордиерита и других минералов.

Песчаники рассматриваемой свиты залегают совершенно согласно на конгломератах нижней падроканской свиты. На границе свит наблюдается частое переслаивание конгломератов и песчаников или же

постепенное уменьшение величины обломков по направлению к верхней свите.

Мощность свиты подвержена весьма большим колебаниям. В бассейне р. Талои она равна примерно 1200 м, в бассейне р. Янгуда изменяется от 600 до 1500 м, а в бассейне р. Правого Мамакана — от 4800 до 5100 м. Следует подчеркнуть, что указанные значения мощности определены в прекрасно обнаженных и в то же время простых тектонических структурах, а поэтому они в достаточной мере правильно отражают порядок величин.

4. Сидельтинская свита¹ характеризуется частым переслаиванием пестроокрашенных песчаных доломитов, доломитовых песчаников, мергелей и глинистых сланцев.

Данная свита, так же как и нижележащие, в разных районах Средне-Витимской горной страны имеет свои местные фациальные особенности. В бассейнах рек Янгуда и Правого Мамакана самыми распространенными членами свиты являются карбонатные породы и песчаники, играющие примерно одинаковую роль. В бассейне р. Правого Мамакана наиболее типичны кварцевые песчаники и относительно малым развитием пользуются глинистые сланцы. В бассейне р. Янгуда наряду с кварцевыми песчаниками часто встречаются полимиктовые песчаники и, кроме того, большую роль играют глинистые сланцы. Наконец, в бассейне р. Талои главное значение имеют карбонатные породы и известковистые филлитовидные сланцы или мергели, в то время как песчаники получили очень небольшое распространение.

Вследствие частой перемежаемости пород различного состава и цвета свита обладает хорошей слоистостью. Толщина слоев варьирует от долей сантиметра до 2—3 м (чаще всего 10—25 см). В кварцевых песчаниках часто отмечается косая слоистость, а на поверхностях слоистости — знаки ряби и трещины усыхания. На плитках доломитов или мергелей видны сложные дендритовые узоры, а иногда неправильные валикообразные наплывы типа иероглифов. На пластовых поверхностях песчаников нередко встречаются глиптоморфозы по каменной соли, а в доломитах — псевдоморфозы или пустоты выщелачивания по гипсу.

Местами в доломитах заключены желваки и оолитоподобные образования, похожие на водоросли из рода *Osagia*. В одном случае на поверхности слоистости известкового песчаника наблюдались плохие отпечатки мелких брахиопод (?).

В группе карбонатных пород представлены преимущественно доломиты, в той или иной мере известковистые и с примесью кластического материала. Они теснейшим образом связаны через промежуточные типы с доломитовыми песчаниками и мергелями. Для карбонатных пород характерна светло-кремовая, буровато-желтая и светло-серая окраска; мергелям часто свойственны зеленовато-серые тона. В бассейне р. Талои мергелистые доломиты отличаются тонкой полосчатостью, обусловленной чередованием прослоек зеленовато-серого и кремово-бурого цвета.

Структура доломитов криптокристаллическая или мелкокристаллическая, иногда сгустковая, органогенная (водорослевая), брекчиевидная и оолитовая. Для песчаных доломитов характерна псаммитовая структура с базальным карбонатным цементом, для мергелей — пелитовая структура.

По-видимому, в большинстве случаев доломитовый состав карбонатных пород является первичным. По крайней мере явления вторич-

¹ Названа по р. Сидельте, притоку р. Правого Мамакана.

ной доломитизации (в виде жилок или порфиробластов доломита) наблюдаются крайне редко.

Песчаники сидельтинской свиты представлены кварцевыми и полимиктовыми разновидностями.

Кварцевые или существенно кварцевые песчаники являются самыми распространенными породами свиты. Им свойственны светло-серые, зеленовато-серые, желтовато-серые или розоватые, всегда неяркие цвета. Некоторые песчаники почти белые. Среди них преобладают мелко- и среднезернистые разновидности. В составе обломочного материала, помимо доминирующего кварца, в том или ином количестве находятся полевые шпаты, микрофельзит, рудный минерал, биотит (замещаемый окислами железа), акцессорные монацит, апатит и турмалин. Обращает на себя внимание присутствие, иногда в заметном количестве, микроклина — минерала, довольно редкого в песчаниках нижележащих свит. Зерна кварца обычно хорошо окатаны. В отдельных случаях для них характерна даже идеально круглая форма, типичная для песчинок золотого происхождения. Часто такие обломки покрыты темной рудной пленкой («загар пустыни»?). Цемент песчаников состоит из регенерированного кварца, карбоната, новообразований серицита, хлорита, пирита, турмалина и изредка апатита. Следует подчеркнуть почти постоянное наличие многочисленных ограненных коротких столбиков или иголочек турмалина с неравномерной зеленой окраской. Во многих случаях очевидно, что такой турмалин возник вследствие регенерации обломков этого минерала. Интересно отметить, что кварцевые песчаники с перекристаллизованным цементом и новообразованиями турмалина, имеющие облик настоящих кварцитов, переслаиваются с породами, которые отличаются весьма слабым проявлением метаморфизма (мергели и глинистые сланцы).

Полимиктовые песчаники по своему внешнему виду, составу и структуре близко напоминают такие же породы из верхней падроканской свиты, с той разницей, что в первых значительно лучше выражена сортировка и окатанность кластического материала и в меньшем количестве содержатся обломки эффузивных пород и ожелезненного биотита; кроме того, в цементе часто находится карбонат.

Глинистые сланцы, обычно зеленого или лилового цвета, редко образуют мощные горизонты, чаще встречаются в виде тонких прослоев среди других пород. В их составе главную роль играют пелитовые частицы, серицит, карбонат, кварц, хлорит, окислы железа и другие минералы. Иногда сланцы переходят в сильно известковистые породы типа мергелей, а при увеличении содержания аутигенных серицита и хлорита — в филлиты.

Сидельтинская свита залегает совершенно согласно на верхней падроканской свите, причем переходы между ними постепенные.

Мощность свиты повсюду довольно выдержанна и равна примерно 600 м. Только в бассейне р. Янгуда по р. Качо она снижается до 300—320 м, что, по всей вероятности, обусловлено близостью этого района к Северо-Муйской глыбе.

Общая мощность алданского яруса (мамаканской надсвиты) рассматриваемого типа в бассейне р. Талои 1950 м, в бассейне р. Янгуда от 945 до 2480 м и в бассейне р. Правого Мамакана от 5750 до 7500 м.

Отложения склонов Северо-Муйской глыбы характеризуются резко сокращенной мощностью. Они развиты в верховьях рек Правого Мамакана и Среднего Мамакана, а также в бассейне р. Кияны и кл. Адена-Парамского, т. е. на северо-западной и юго-восточной окраинах Северо-Муйской глыбы архея, игравшей в течение очень длительного времени роль внутреннего поднятия.

Лучше всего этот тип отложений изучен в бассейне р. Кияны и по кл. Адену-Парамскому, притоку р. Парамы, впадающей в р. Витим.

В бассейне р. Кияны разрез мамаканской надсвиты и взаимоотношение ее с подстилающими породами докембрия наблюдаются по кл. Золотому. На правом берегу ключа в 3,5 км выше устья, недалеко от старых присковых барачков, видно налегание с резким угловым несо-

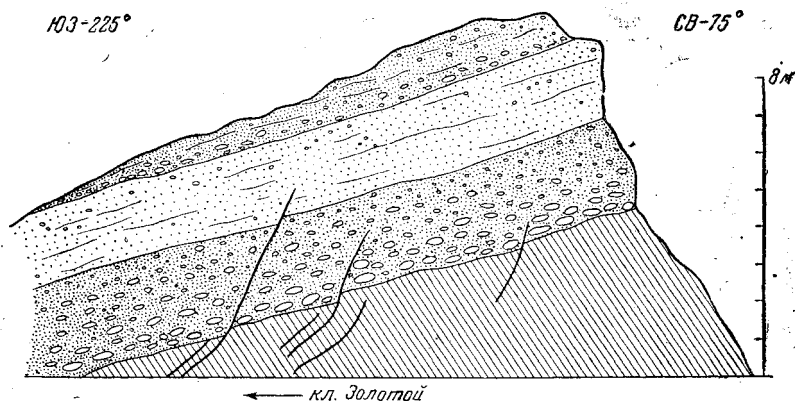


Рис. 33. Налегание конгломератов и песчаников нижнего кембрия на метаморфизованные эффузивные породы нижнего протерозоя. Кл. Золотой (бассейн р. Кияны)

гласием базальных конгломератов кембрия на сильно рассланцованные и измененные фельзиты нижнего протерозоя (рис. 33).

Полный разрез мамаканской надсвиты сокращенной мощности наблюдается в уступе 25-метровой террасы правого берега кл. Золотого

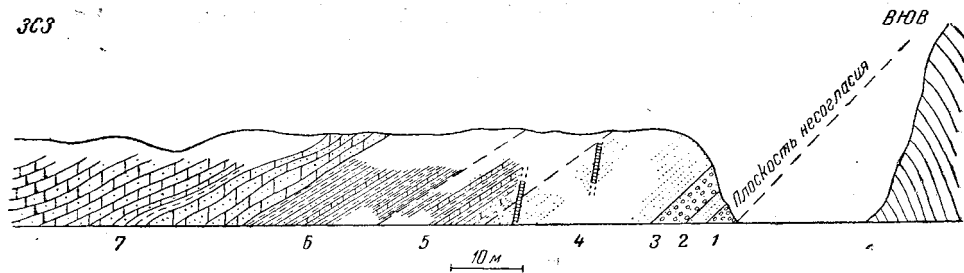


Рис. 34. Разрез алданского яруса сокращенной мощности по кл. Золотому. (Цифры соответствуют пачкам пород, описанным в тексте)

несколько ниже (300—350 м) упомянутого контакта (рис. 34). Краткая его характеристика следующая (снизу, мощность в метрах):

1. Базальные бурые или зеленовато-серые конгломераты, внизу грубогалечные (диаметр гальки до 20 см, обычно 5—7 см), сверху с более мелкой галькой (1—3 см). В гальке присутствуют метаморфизованные эффузивы, преимущественно фельзиты, которые подстилают конгломераты, а также кварц жильного типа. Цементом служит грубозернистый несортированный песчаник — гравелит, состоящий из угловатых обломков кварца и фельзита, связанных хлоритово-серицитово-карбонатным материалом с редкими сфериобластами сидерита 1,9—2,6
2. Буровато-серые неравномерозернистые песчаники с редкой мелкой галькой и глинистыми примазками на поверхностях наслоения 2—2,3
3. Мелкогалечные конгломераты с кварцевой галькой, переходящие в гравелиты и грубозернистые кварцевые песчаники с новообразованиями турмалина 3,3

4. Крупно- и среднезернистые песчаники, в свежем изломе зеленоватые, на выветрелой поверхности светло-бурые, с прослоями тонкоплитчатых слоистых песчаников (с обломочным мусковитом). На нижней поверхности слоев иногда видны бугорки или валики, напоминающие так называемые фукоиды. Песчаники пересекаются небольшими дайками кварцевых альбитовых гранит-порфиров.

5. Частое переслаивание светло-серых кварцито-песчаников, кремневых песчаных доломитов и мергелей.

6. Тонкослоистые коричневые мергели, перемежающиеся с фиолетово-бурыми филлитизированными глинистыми сланцами и отчасти кремневыми песчаными доломитами. Вверху пачки переслаивание фиолетово-серых и зеленовато-серых алевролитов и песчаников.

7. Выше согласно залегает мощная (250—300 м) толща серых, иногда светло-кремневых доломитов, внизу с редкими прослоями мергелей, которая относится уже к нижней части ленского яруса.

Таким образом, алданский ярус в бассейне р. Кияны имеет мощность всего 40 м, но любопытно, что при этом сохраняются в общем тот же характер пород и та же их последовательность, которые свойственны отложениям внутренних прогибов. Конгломераты и грубые песчаники пачек 1—3 (см. рис. 34) как будто соответствуют нижней падроканской свите, песчаники пачки 4—верхней падроканской свите, а породы пачек 5 и 6 совершенно неотличимы от таких же образований сидельтинской свиты. Все же следует подчеркнуть, что одинаковый порядок изменения отложений в разрезе не является непреложным свидетельством в пользу синхронности терригенной толщи кл. Золотого всему алданскому ярусу внутренних прогибов, так как последовательная смена пород может быть обусловлена и определенной направленностью процесса седиментации. Поэтому не исключено, что данная толща отвечает только верхней части алданского яруса, а нижние его подразделения в отложениях рассматриваемого типа вовсе отсутствуют.

В бассейне кл. Адена-Парамского, расположенном всего в 25 км юго-восточнее кл. Золотого, разрез толщи отличается уже значительным своеобразием. Взаимоотношения кембрийских отложений с подстилающими образованиями здесь наблюдаются на левом склоне долины, вблизи бывшего приискового стана Аден. В основании склона в ряде обнажений выходят стоящие вертикально или смятые в крутые складки метаморфические сланцы, фельзиты и туфы нижнего протерозоя. Выше по склону на головах пластов этих пород полого лежат красные или бурые грубозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты с маломощным (0,25 м) базальным слоем конгломератобрекчии, состоящей из щебенки подстилающих пород и кварцевой гальки, сцементированной бурым песчаником (подробное описание см. Салоп, 1954). В 40—50 м выше подошвы песчанниковой толщи, которая прослеживается вдоль склона в виде отдельных выходов и делювия, следуют крупные скальные обнажения серых доломитов, собранных в очень спокойные волнистые складки на фоне общего моноклинального падения на юго-запад под углом 10—40°.

Хотя мощность терригенной толщи в бассейне р. Кияны и по кл. Адену-Парамскому одинакова, в данном районе отсутствуют мергели, алевролиты и песчаные доломиты, характерные для верхней части разреза по кл. Золотому. Кроме того, для пород толщи здесь типичны красные и малиновые тона, в то время как породы из участка кл. Золотого чаще обладают буроватой или зеленовато-серой окраской.

В верховьях рек Правого Мамакана и Среднего Мамакана отложения нижнего кембрия на значительном протяжении контактируют с археем Северо-Муйской глыбы по разрывному нарушению. Только в северо-западном углу глыбы между реками Джалту и Сиры (притоки Среднего Мамакана) они примыкают к коре выветривания на архей-

ских гнейсах (Тихонов, 1958). В этом районе мамаканская надсвита представлена внизу зелено-серыми грубозернистыми полимиктовыми песчаниками с линзовидными прослоями мелкогалечных конгломератов, а в более высоких частях разреза — преимущественно красными средне- и мелкозернистыми олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками, иногда известковистыми. На поверхности наслоения кое-где видны знаки ряби, трещины усыхания и отпечатки капель дождя.

Песчаники мамаканской надсвиты, развитые на склонах Северо-Муйской глыбы, отличаются от аналогичных пород из нижних подразделений алданского яруса внутренних прогибов постоянным присутствием обломков микроклина. На этом основании можно заключить, что архейский комплекс глыбы, в составе которого находится много микроклинсодержащих пород, служил источником кластического материала для отложений нижнего кембрия рассматриваемого типа. Об этом же говорит наличие в конгломератах гальки архейских кристаллических сланцев и гнейсо-гранитов.

Ленский ярус

К ленскому ярусу на основании характерной фауны трилобитов относится нижняя часть мощной и однообразной карбонатной толщи, выделяемой под названием нижней янгудской свиты, входящей в состав янгудской надсвиты. Верхняя ее часть принадлежит уже к амгинскому ярусу среднего кембрия.

Нижняя янгудская свита имеет широкое распространение во всех участках Средне-Витимской горной страны, где развиты кембрийские отложения. Она сложена различными, преимущественно серыми, доломитами и известняками, по внешнему виду часто совершенно неразличимыми, тем более что между ними наблюдается целая гамма переходов.

Вследствие однообразного состава и отсутствия четких маркирующих горизонтов нижняя янгудская свита не может быть разделена на подсвиты или на более мелкие подразделения, которые имели бы значение для всего рассматриваемого района. Все же в отдельных участках намечается известная последовательность отложений, выражающаяся в преобладании внизу свиты доломитов, а вверху известняков.

В бассейнах рек Правого Мамакана и Среднего Мамакана в основании свиты залегает толща (1300 м) серых и темно-серых доломитов, характеризующаяся присутствием песчаных, брекчиевидных, оолитовых, сгустковых и шламовых разновидностей этих пород. Выше располагается толща (1700 м) однородных серых известняков, внутри которой на уровне около 1700 м от подошвы свиты проходит биостратиграфическая граница между нижним и средним кембрием (по данным В. Л. Тихонова). Общая мощность свиты около 3000 м.

В бассейне р. Янгуда разрез свиты следующий (снизу, мощность в метрах):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Серые массивные или грубослоистые известняки с остатками трилобитов, археоциат и строматолитов | 150—300 |
| 2. Серые и темно-серые обычно неяснослоистые, почти массивные, иногда тонкослоистые (плитчатые) доломиты и известковистые доломиты с редкими, но крупными (до 25 см) онколитами | 200—300 |
| 3. Серые и темно-серые массивные и слоистые, изредка брекчиевидные и оолитовые известняки с единичными прослоями известковых доломитов и доломитов. В этой толще до уровня, расположенного выше 1100—1300 м от подошвы свиты, встречаются остатки трилобитов и археоциат, типичных для нижнего кембрия, а по всему разрезу — строматолиты и онколиты | 1300—1600 |
| Общая мощность 1650—2200. | |

В бассейне р. Кияны разрез нижней янгудской свиты в общих чертах таков (снизу, мощность в метрах):

1. Серые, светло-серые, иногда кремневые песчаные и чистые доломиты, в самом основании содержащие редкие прослои мергелей	250—300
2. Серые и светло-серые обычно слоистые, реже массивные доломиты, иногда доломитовые известняки, без примеси обломочного материала	450
3. Серые и темно-серые, местами почти черные слоистые известняки с редкими прослоями доломитов. На уровне приблизительно 1100 м от подошвы свиты встречены трилобиты и брахиоподы, характерные для верхов нижнего и низов среднего кембрия, а в нескольких десятках метров выше — трилобиты, характерные для среднего кембрия (см. табл. 2).	
Видимая мощность	800
Общая мощность (неполная) 1500—1550.	

Особенно четко граница между светлыми доломитами и черными известняками, слагающими верхнюю половину свиты, отбивается в низовьях р. Кияны, в районе Аденской гряды (рис. 35).

Примерно такой же разрез, как по р. Кияне, имеет нижняя янгудская свита в бассейне р. Талои, на левобережье Витима. Точно так же внизу залегают доломиты, а сверху резко преобладают известняки. Фауна там пока не обнаружена, если не считать очень плохо сохранившихся остатков археоциат, найденных в аллювии по одному из левых притоков кл. Давачанды около выходов известняков. Видимая мощность свиты более 1200 м.

Из приведенных выше разрезов нижней янгудской свиты следует, что, несмотря на известные различия, между ними существуют также многие черты сходства. Повсюду свита имеет однородный литологический состав, сходную последовательность отложений и большую мощность. Как и для мамаканской надсвиты, наибольшая мощность фиксируется в бассейне р. Правого Мамакана, что, как будет показано в дальнейшем, объясняется тектоническими особенностями данного участка древнего прогиба. Вместе с тем резкая дифференцированность на отложения разного типа, которая столь характерна для мамаканской надсвиты, здесь совершенно не имеет места.

Доломиты и известняки нижней янгудской свиты обладают, как правило, мелко- и микрозернистым сложением; грубозернистые или мраморовидные породы имеют локальное распространение, а типичные мраморы с новообразованиями силикатов развиты только в зонах контактового воздействия гранитов. В обычных неизмененных или слабо метаморфизованных породах, кроме кальцита и доломита, присутствующих в различных количественных отношениях, изредка встречаются редкие корродированные или регенерированные зерна кварца, а также чешуйки хлорита или серицита. В единичных случаях в доломитах отмечались мелкие псевдоморфозы кальцита по гипсу в форме снопиков или «ласточкиных хвостов». В некоторых карбонатных породах проявлено слабое окремнение сингенетического характера.

Розовая окраска, изредка встречающаяся в некоторых карбонатных породах, обусловлена примесью марганца (0,03—0,1%). Марганцевыми соединениями образованы также дендриты, располагающиеся на плоскостях слоистости, и черные корочки на поверхности стилолитовых швов.

Наряду с обычными доломитами и известняками встречаются песчаные, водорослевые, оолитовые, брекчиевидные, конгломератоподобные и другие разновидности этих пород, свидетельствующие о мелководных условиях их формирования. Они развиты преимущественно в нижней части свиты, но в виде небольших пластов и линз они наблюдаются по всему разрезу.

В нижней части свиты, относящейся к ленскому ярусу, встречаются трилобиты: *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. prima* Lerm., *B. sajanica* Rep., *Kooteniella slatkowskii* (Schmidt), *Chakasskia minusensis* Polet., *Chakasskia* sp. nov., *Rondocephalus* sp., *Granularia* aff. *babakoviensis* Polet., *Kootenia* sp. nov., *Bergeroniaspis* sp. nov., *Redlichina* sp., *Namanoia* sp., *Bathyriscellus firmus* O'gienko, *Erbia* sp., *Chondra-*

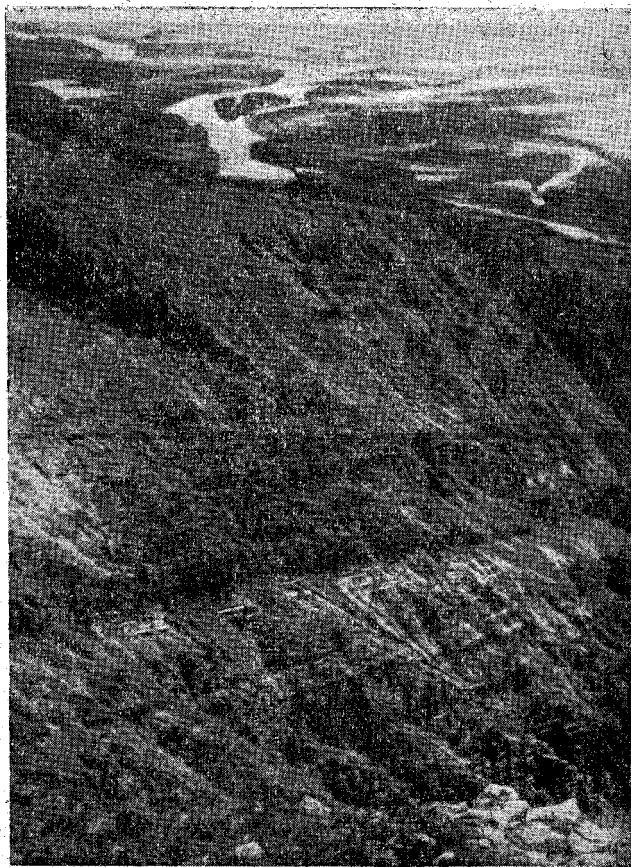


Рис. 35. Янгудская надсвита кембрия в районе Аденской гряды (Северо-Муйский хребет). Налегание темно-серых известняков на светло-серые доломиты. Слои видны по простиранию. Фото Л. И. Салопа

graulos minusensis Lerm. Многочисленные представители нового рода *Jangudaspis* O'gienko (*J. princeps* O'gienko, *J. nodus* O'gienko, *J. anomalis* O'gienko, *J. convexus* O'gienko и др.), а также брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm., *Nisusia* sp., разнообразные археоциаты, гиолиты, водоросли и губки.

Распределение различных форм трилобитов и брахиопод по определенным стратиграфическим уровням показано в табл. 2.

По заключению Н. Е. Чернышевой, фаунистический комплекс с трилобитами *Kooteniella slatkowskii* (Schmidt), *Chondragraulos minusensis* Lerm., *Namanoia* sp., *Erbia* sp., *Kootenia* sp. и брахиоподами *Kutorgina* sp. и *Nisusia*, обнаруженный в самом верху разреза ленского

Распространение остатков трилобитов и брахиопод в янгудской надсвите

Отдел	Ярус	Свита и подсвита	Уровень от подошвы свиты, м	Ископаемые остатки	Местонахождение; автор
Средний кембрий	Амгинский	Верхняя янгудская		—	
		Средняя янгудская	В разных частях свиты	<i>Tonkinella sibirica</i> N. Tchern., <i>Oryctocare lata</i> N. Tchern., <i>Peronopsis fallax</i> (Linné)	Кл. Гукитик, приток р. Гукита; Л. И. Салоп
			У подошвы свиты	<i>Oryctocephalus</i> sp. nov.	То же
		Нижняя янгудская (верхняя часть)	2200 ?) 2000 1700* 1150*	<i>Corynexochus</i> sp., <i>Proasaphiscus affluens</i> (Resser) <i>Corynexochus ciborum</i> Ogienko, <i>Aojia insignis</i> Ogienko, <i>Aojia cetra</i> Ogienko <i>Kooteniella edelsteini</i> Lerm. <i>Olenoides</i> aff. <i>convexus</i> Lerm., <i>Ptychoparia kochibei</i> Walcott	Река Дылгаис, приток р. Среднего Мамакана; В. Л. Тихонов Река Каалу, приток р. Среднего Мамакана; В. Л. Тихонов То же Бассейн р. Кияны, кл. Анкта; Л. В. Огиенко
Нижний кембрий	Ленский	Нижняя янгудская (нижняя часть)	1100*	<i>Kooteniella slatkowskii</i> (Schmidt), <i>Chondragraulos minusensis</i> Lerm., <i>Namanoia</i> sp., <i>Erbia</i> sp., <i>Kootenia</i> sp., <i>Kutorgina</i> sp., <i>Nisusia</i> sp.	Бассейн р. Кияны; Л. В. Огиенко
			1000—1700*	<i>Jangudaspis convexus</i> Ogienko, <i>Bathyriscellus firmus</i> Ogienko, <i>Kootenia</i> sp., <i>Kutorgina lenaica</i> Lerm.	Бассейн р. Малого Гукита; В. Л. Тихонов
			750—800	<i>Jangudaspis princeps</i> Ogienko, <i>Bathyriscellus firmus</i> Ogienko	Кл. Гукитик, приток р. Малого Гукита; Л. И. Салоп
			700—800	<i>Bulaiaspis vologdini</i> Lerm., <i>B. prima</i> Lerm.	Нижнее течение р. Каалу, притока р. Среднего Мамакана; В. Л. Тихонов
			300	<i>Jangudaspis anomalis</i> Ogienko, <i>J. nodus</i> Ogienko, <i>J. princeps</i> Ogienko	Бассейн р. Янгуда; В. Л. Тихонов
			200—300	<i>Bulaiaspis sajanica</i> Rep., <i>Chakasskia minusensis</i> Polet., <i>Redlichina</i> sp.	Гора на правобережье р. Янгуда, выше устья р. Качо; В. Л. Тихонов
			200	<i>Jangudaspis princeps</i> Ogienko	Гора на правобережье р. Янгуда, выше устья р. Качо; Л. И. Салоп
			0—80	<i>Jangudaspis nodus</i> Ogienko, <i>J. princeps</i> Ogienko	Левый склон р. Качо, в 4 км от устья; Л. И. Салоп

¹ Биостратиграфическая граница между нижним и средним кембрием располагается в бассейне р. Кияны на уровне от подошвы нижней янгудской свиты приблизительно 1150 м, в бассейне р. Янгуды от 1100 до 1300 м и в бассейнах рек Правого Мамакана и Среднего Мамакана около 1700 м эти уровни отмечены звездочкой.

яруса по р. Кияне, весьма типичен для еланского горизонта. Остальные формы (кроме эндемичного рода *Jangudaspis*) характерны для толбанского и в особенности олекминского горизонтов.

Среди перечисленных органических остатков нет представителей самого нижнего — синского и второго сверху — кетеманского фаунистических горизонтов Восточной Сибири. Первый из них в бассейне р. Янгуда, по-видимому, охарактеризован эндемичными формами, а второй скорее всего недостаточно освещен в палеонтологическом отношении.

А. Г. Вологдин (1958), изучавший археоциаты, водоросли и губки, выделяет в нижней части свиты девять фаунистических зон, из которых нижние четыре он склонен относить к алданскому ярусу, а верхние пять — к ленскому ярусу. В четырех нижних («янгудасписовых») зонах встречаются археоциаты: *Sphaerocyathus plasticus* Vol., *Leptosocyathus crassimuralis* Vol., *Salopicyathus complanatorporosus* Vol., *Sibirecyathus* sp., *Archaeolynthus* aff. *volodini* Jak., *A. bilateralis* Vol., *Ajacyathus neoacutus* Vol., *A. aff. intracostatus* Vol., *A. cf. moori* Vol., *A. cf. proskurjakovi* Toll., *A. cf. septofidis* Vol., *A. gussevae* Vol., *A. aff. neiburgianus* Vol., *A. baikalicus* Vol., *A. flexuosus* Vol., *A. salebrosis* Vol., *A. delicatus* Vol., *Coscinocyathus cornucopia* Born., *C. intracurvatus* Vol., *C. laxiseptatus* Vol., *C. aff. corbicula* Walcott, *C. oldyndicus* Vol., *C. incurvus* Vol., *C. digitiformis* Vol., *C. latiusculus* Vol., *C. asymmetricus* Vol., *Vacuocyathus excentricus* Vol., *Turricyathus tabulatus* Vol., *Taylorcyathus* sp. и др., гиолиты *Hyolithes* sp. 1, 2, 3, губки *Chacelloria* sp., водоросли: *Protuberantia vesicularis* Vol., *Chabakovia cavitata* Vol., *Angulocellularia amisotoma* Vol., *Epiphyton densum* Vol.

Верхние фаунистические зоны, выделяемые А. Г. Вологдиным, характеризуются присутствием археоциат: *Sphaerocyathus* sp. (*S. cf. plasticus* Vol.) *Archaeolynthus* sp., *Leptosocyathus* aff. *curviseptatis* Vol., *Tumulocyathus primitivus* Vol., *T. macrotumulatus* Vol., *Sibirecyathus salopi* Vol., *Ajacyathus bigoti* Vol., *A. cf. tumulatus* Vol., *A. disepimentalis* (Vol.), *A. spinosus* (Vol.), *A. chinensis* (Vol.), *A. salopi* Vol., *Ethmophyllum gracilis* Vol., *E. rotundum* Vol., гиолитов *Hyolithes* sp. 2, водорослей *Tubercularia latiscula* Vol., *Renalcis granosus* Vol., *Epiphyton fasciculatum* Char., *E. fruticosum* Vol.

Мнение А. Г. Вологодина об алданском возрасте нижних фаунистических горизонтов не подтверждается, так как на одном и том же стратиграфическом уровне трилобиты *Bulaiaspis*, *Chakasskia* и *Redlichina*, являющиеся руководящими формами ленского яруса, найдены совместно с трилобитами *Jangudaspis*.

Интересно отметить, что в Средне-Витимской горной стране археоциаты нигде не встречаются выше границы нижнего и среднего кембрия, установленной по трилобитам. При этом нет оснований предполагать, что отрицание данных организмов было обусловлено изменением местных условий среды обитания, так как граница между отделами проходит в однородной по литологическому составу толще. Обращает на себя внимание тот факт, что фауна трилобитов и археоциат из нижнекембрийских отложений Среднего Витима по своему составу стоит значительно ближе к фаунистическим комплексам Саяно-Тувинской геосинклинальной области, нежели Сибирской платформы.

Средний кембрий

Амгинский ярус

Амгинскому ярусу принадлежит верхняя часть нижней янгудской свиты, средняя янгудская свита и, возможно, верхняя янгудская свита.

1. Нижняя янгудская свита в той своей части, которая относится к амгинскому ярусу, сложена точно такими же известняками, что и сверху ленского яруса. В бассейне р. Среднего Мамакана на разных стратиграфических уровнях, расположенных выше 1700 м от подошвы свиты (см. табл. 2), В. Л. Тихоновым обнаружены трилобиты *Kooteniella edelsteini* Legm., *Corynexochus ciborum* Ogienko, *Aojia insignis* Ogienko, *A. cetra* Ogienko и *Proasaphiscus affluens* (Resser), характерные для нижней части среднего кембрия.

В бассейне р. Кияны на уровне, отстоящем от подошвы свиты примерно на 1100 м, Л. В. Огиенко встречены упоминавшиеся ранее трилобиты *Kooteniella slatkovskii* (Schmidt), *Chondragraulos minusensis* Legm., *Namanoia* sp., *Erbia* sp., *Kootenia* sp. и брахиоподы *Kutorgina* sp. и *Nisusia* sp., характерные для верхней части нижнего кембрия

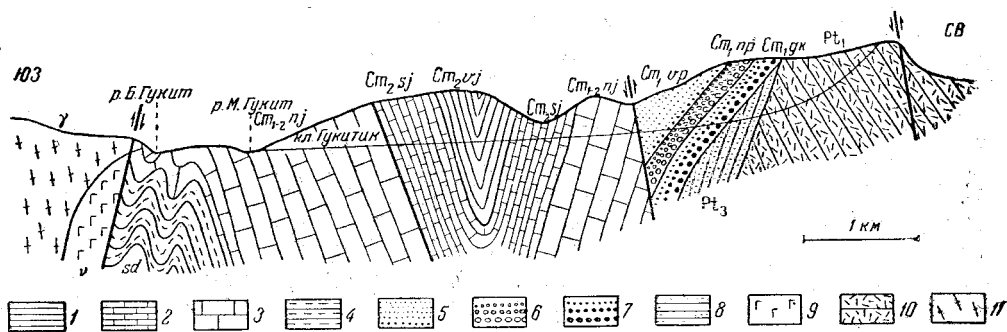


Рис. 36. Геологический разрез по кл. Гукитику (приток р. Малого Гукита)

1 — верхняя янгудская свита (St_{2vj}); 2 — средняя янгудская свита (St_{2sj}); 3 — нижняя янгудская свита (St_{1sd}); 4 — сидельгинская свита (St_{1sd}); 5 — верхняя надроканская свита (St_{1pr}); 6 — нижняя надроканская свита (St_{1pr}); 7 — гукитская свита (St_{1gr}); 8 — песчаники верхнего протерозоя (Pt_3); 9 — габброиды нижнего протерозоя (γ); 10 — метавулканы нижнего протерозоя (Pt_1); 11 — гранито-гнейсы архея (γ)

(еланский горизонт), а в нескольких десятках метров выше этого горизонта — остатки трилобитов *Olenoides* aff. *convexus* Legm. и *Ptychoparia kochibeii* Walcott, характерные для амгинского яруса среднего кембрия.

2. Средняя янгудская свита имеет ограниченное распространение. Лучше всего она представлена на левобережье р. Янгуда по рекам Большому Гукиту и Малому Гукиту, где собрана в сжатую синклинальную складку, хорошо вскрытую по кл. Гукитику (рис. 36). Небольшие участки сложены ею также в верховьях рек Среднего Мамакана и Правого Мамакана.

Для свиты весьма типичны темно-серые слоистые, часто тонкоплитчатые и даже листоватые известняки, несколько загрязненные пелитовым материалом. Благодаря своему характерному внешнему виду эти породы хорошо отделяются от более светлых и грубослоистых известняков нижней янгудской свиты, на которых они лежат совершенно согласно. Мощность свиты 500 м.

В тонкоплитчатых известняках по кл. Гукитику, а также по р. Большому Гукиту встречены трилобиты *Oryctocare lata* N. Tchern., *Tonkinella sibirica* N. Tchern. и *Oryctocephalus* sp. nov. Последняя форма найдена вблизи подошвы свиты, остальные в разных ее частях, вплоть до самой кровли.

Н. Е. Чернышева (1952), изучавшая эти органические остатки, приходит к заключению, что «фауна Оryctocerphalinae р. Янгуда; по всей вероятности, соответствует в возрастном отношении слоям с Оryctосе-

phalinae северной части Сибирской платформы, хотя присутствующий род *Tonkinella* имеет довольно широкий вертикальный диапазон развития. Находки видов начинаются с низов среднего кембрия (слои Птармиган, Айдахо, США), но наиболее часты в слоях, приблизительно отвечающих середине среднего кембрия (зона *Olenoides* Кореи, зона *Tonkinella flabeliformis* п-ова Индо-Китая)» (стр. 110, 1952). В общем средняя янгудская свита, по-видимому, не выходит из амгинского яруса.

3. Верхняя янгудская свита развита только в ядре синклинальной складки на левобережье р. Янгуда, между р. Большим Гукитом и кл. Узким (рис. 36). Сложена она неярко окрашенными кремнями, лилово-серыми и зеленовато-серыми мергелями, глинистыми и песчаными известняками. Ее видимая мощность не превышает 300 м. В породах этой свиты, венчающей собой весь известный разрез кембрия Средне-Витимской горной страны, органических остатков пока не обнаружено. Скорее всего она, так же как и нижележащая свита, относится к среднему отделу кембрия, быть может, к тому же амгинскому ярусу. Н. П. Михню (1959) склонен приписывать ей верхнекембрийский возраст, но этому противоречит тот факт, что фауна, характерная для нижней половины среднего кембрия, находится всего в нескольких метрах ниже ее подошвы. Кроме того, на окраине Байкальской горной области перед верхним кембрием имел место крупный перерыв, между тем верхняя янгудская свита связана с подстилающими отложениями постепенным переходом.

Кембрийские отложения Средне-Витимской горной страны по своему литологическому составу и строению разреза несколько напоминают разновозрастные приплатформенные отложения Западного Прибайкалья. Гукитская свита может быть сопоставлена с ушаковской свитой Прибайкалья. Обе эти свиты имеют локальное развитие, отделены от вышележащих свит местным стратиграфическим несогласием и состоят из одинакового облика зелено-серых конгломератов с прослоями граувакковых песчаников¹. Существенно красноцветные нижняя падроканская, верхняя падроканская и сидельтинская свиты вместе взятые, по-видимому, соответствуют мотской свите Прибайкалья. Особенно похожи друг на друга отложения, залегающие в самом верху алданского яруса, для которых повсюду характерна перемежаемость красноцветных или пестроцветных песчаников, аргиллитов и доломитов с признаками былого засоления (глиптоморфозы по каменной соли).

Карбонатные толщи ленского яруса сравнимаемых районов хорошо коррелируются на основании остатков фауны. Как мы видели, в составе нижней половины нижней янгудской свиты присутствуют почти все фаунистические горизонты ленского яруса, выделенные в бассейне р. Лены. Более высокое подразделение карбонатного комплекса Среднего Витима, судя по фауне, относится уже к амгинскому ярусу среднего кембрия. Синхроничные им отложения на приплатформенной окраине Байкальской горной области отсутствуют.

Несмотря на многие сходные черты, кембрийские отложения Среднего Витима отличаются от синхроничных отложений Западного Прибайкалья значительно большей мощностью и большими ее градиентами, более интенсивной складчатостью, заметными проявлениями метаморфизма и присутствием среди них интрузий гранитов².

¹ Не исключено, что гукитская и ушаковская свиты относятся не к кембрию, а к верхам верхнего протерозоя («эокембрий»).

² В Западном Прибайкалье мощность алданского яруса нигде не превосходит 1800 м, из которых на долю ушаковской свиты приходится не менее 1300 м, в то время как на некоторых участках района Среднего Витима она достигает 7500 м, причем гукитской свите, коррелируемой с ушаковской свитой, принадлежит только 700 м.

Во внутренних частях Байкальской горной области мамаканской надсвите соответствуют холоднинская и тукаломийская свиты Северо-Байкальского нагорья, санская серия Южно-Муйского хребта, турикская свита Ангаро-Баргузинской горной страны, бурундинская свита Икатского хребта и др. Янгудская надсвита сопоставляется с кооктинской свитой Верхне-Ангарского хребта, с бирамьинской и ирландинской свитами Ангаро-Баргузинской горной страны и с некоторыми карбонатно-эффузивными толщами Витимского плоскогорья.

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРЬЯ

Присутствие в Северо-Байкальском нагорье палеозойских осадочных пород было впервые отмечено в 1881 г. И. Д. Черским, открывшим в низовьях р. Кичеры слабо метаморфизованные конгломераты, лежащие на поверхности размыта изверженных пород основного состава. В течение долгого времени эти отложения казались какими-то экзотическими, и только в 1952 г. А. А. Малышевым и Л. В. Окуневым в верховьях рек Холодной и Чаи была обнаружена мощная толща песчаников и алевролитов, подстилаемая конгломератами, аналогичными кичерским.

Упомянутые авторы установили, что данная толща лежит несогласно на глубокометаморфизованных породах нижнего протерозоя, и отнесли ее вместе с филлитами и зеленокаменными эффузивами, разбитыми в хребте Сынный, к верхнему протерозою. Однако исследование, проведенные Л. И. Салопом в 1955 г., показали, что А. А. Малышев и Л. В. Окунев ошибочно поместили толщу филлитов и эффузивов хребта Сынный выше толщи слабо измененных терригенных пород. В действительности она является более древней и отделена от терригенных пород крупным разрывным нарушением. Тогда же обратили внимание на сходство терригенной толщи, названной Л. И. Салопом холоднинской серией (свитой), с кембрийскими отложениями из района Среднего Витима. В 1959—1960 гг. А. Я. Жидковым терригенная толща была прослежена из бассейна р. Холодной в бассейн р. Мама. Небольшой останец конгломератов по р. Правой Маме (рч. Орколикан) подробно изучен и описан в специальной статье А. Н. Казаковым и Ю. М. Соколовым (1957).

В последние годы (1959—1961) в результате детальных исследований геологов Бурятского геологического управления Л. М. Бабурина и А. И. Залуцкого, а также В. И. Дубченко и Д. Ц. Цыренова выявлено широкое распространение кембрийских отложений в районе Верхне-Ангарского хребта. Как показали эти исследования, там над терригенной толщей, аналогичной по составу холоднинской свите, совершенно согласно залегает мощная карбонатная толща, содержащая остатки нижнекембрийских организмов. Таким образом, кембрийский возраст рассматриваемых отложений был доказан палеонтологически. Следует отметить, что многие кембрийские толщи Верхне-Ангарского хребта ранее ошибочно параллелизовались с катерской серией верхнего протерозоя (см. статью «Протерозойские отложения Средне-Витимской горной страны и Северного Прибайкалья»).

В свете новых данных кембрийские отложения Северо-Байкальского нагорья могут быть разделены на три свиты: холоднинскую, тукаломийскую и кооктинскую, из которых первые две, по-видимому, относятся к алданскому ярусу, а последняя, судя по органическим остаткам (трилобитам и археоциатам), принадлежит к ленскому ярусу.

Нижний кембрий

Алданский ярус

Холоднинская свита, состоящая главным образом из слабо измененных песчаников, конгломератов и алевролитов, пользуется по сравнению с другими свитами кембрия наибольшим распространением. Ею сложена крупная Верхне-Чайская синклиналь, протягивающаяся в северо-восточном направлении на расстоянии более 110 км из верховьев р. Холодной через верховья р. Чаи в бассейн р.левой Мамы. В Верхне-Ангарском хребте она развита на довольно большой площади в верховьях р. Правой Мамы, в бассейнах рек Асеникты, Большого Угдокита, Уклоны и Анамакита-Ангарского. Кроме того, небольшие участки пород холоднинской свиты известны по р. Кичере, на водоразделе рек Кичеры и Холодной, а также в среднем течении р. Правой Мамы (по рч. Орколикану). Холоднинская свита может быть разделена на две неравные по объему толщи: нижнюю, сравнительно маломощную, сложенную конгломератами, и верхнюю, весьма мощную, состоящую преимущественно из песчаников и алевролитов. Приведем их краткое описание.

Толща базальных конгломератов присутствует в основании свиты почти повсеместно, залегая несогласно на различных метаморфических толщах, а также гранитоидах и габброидах докембрия.

Непосредственный контакт ее с метабазитами, зелеными ортосланцами, амфиболитами и гнейсами муйской серии нижнего протерозоя наблюдался в ряде пунктов, в частности в верховьях р. Гасан-Дякита (правый приток р. Холодной), по р. Чае и ее правому притоку р. Нюсидеку, по р. Неручанде (приток р. Нюсидека), по р. Майгунде и ее притоку р. Соли, по рч. Орколикану, по рекам Асеникте, Уклоны и др. Повсюду она лежит на метаморфическом комплексе с крупным угловым несогласием.

Во многих местах наблюдалось трансгрессивное налегание конгломератов на габброиды и плагиограниты муйского плутонического комплекса нижнего протерозоя (р. Кичера, верховья р. Гасан-Дякита, правобережье р. Майгунды и др.), а в одном пункте, на северо-восточном склоне трога оз. Намамы (верховья р. Чаи), также на розовые лейкократовые граниты верхнего (?) протерозоя, секущие гнейсовидные плагиограниты муйского комплекса. В верховьях р. Олокита (бассейн р. Чаи) они перекрывают габбро-перидотитовый массив довыренского комплекса верхнего протерозоя.

По рекам Дялопукте и Делику (притоки р.левой Мамы) конгломераты лежат на поверхности размыта лиловых и зеленых порфиров и туфолов сыннырской серии среднего протерозоя.

Наконец, по р. Анамакиту-Ангарскому конгломераты залегают с размывом и относительно небольшим угловым несогласием на метаморфизованных песчаниках, филлитах и черных известняках катерской серии верхнего протерозоя¹.

¹ Л. М. Бабури и А. И. Залуцкий, изучавшие указанные взаимоотношения, склонны считать это несогласие местным (внутриформационным) и относить осадочно-метаморфические породы, подстилающие конгломераты, также к нижнему кембрию. Однако с таким взглядом нельзя согласиться, ибо хорошо известно, что нигде среди кембрийских отложений Байкальской горной области подобных пород нет. Вместе с тем они весьма похожи на образования метаморфического комплекса верхнего протерозоя соседних районов, в частности бассейна р. Катеры (см. очерк «Протерозойские отложения Средне-Витимской горной страны и Северного Прибайкалья»).

Строение рассматриваемой толщи от места к месту заметно варьирует. В верховьях рек Холодной и Чаи внизу ее обычно находятся неяснослоистые валунно-галечные или крупногалечные конгломераты зеленовато-серой или пестрой окраски. Обломочный материал в них совершенно не сортирован: наряду с крупными валунами, достигающими 2,5—3 м в поперечнике, присутствуют всевозможных размеров галька и угловатые обломки. Крупные гальки и валуны, как правило, хорошо окатаны; мелкие гальки и зерна чаще всего имеют угловатую и даже острореберную форму. В составе галек присутствуют всевозможные породы докембрия. Особенно многочисленны суперкратальные и плутонические породы нижнего протерозоя (метавулканы, гнейсы, мраморы, кварциты, эпидозиты, плагиограниты, метагабброиды и др.). Более редки образования, характерные для акитканской и сыньирской серий среднего протерозоя (лиловые порфиры, гранофировые гранит-порфиры, туфы и туфолавы), а также для делюн-уранской подсерии верхнего протерозоя («углистые» филлиты, хлоритоидные сланцы и пр.).

Граниты, пегматиты и габброиды, встречающиеся в гальке, в большинстве своем весьма похожи на соответствующие породы в составе плутонических комплексов верхнего протерозоя. Цементом конгломерата служит зеленовато-серый (редко лиловато-серый) гравелит или грубозернистый полимиктовый песчаник с новообразованиями серицита, а иногда и хлорита.

Выше по разрезу валунно-галечные конгломераты сменяются средне- и мелкогалечными конгломератами, отличающимися более высокой степенью окатанности и сортировки обломочного материала, а также большим количеством цемента, роль которого играет мелкозернистый песчаник или алевролит, обычно несколько известковистый.

В самой верхней части толщи конгломераты перемежаются с прослоями и линзами зелено-серых полимиктовых и аркозовых мелкозернистых песчаников и алевролитов.

Такой в общем характер строения свойствен базальной толще во многих местах Северо-Байкальского нагорья, но мощность ее сильно колеблется, даже на сравнительно коротком расстоянии, изменяясь от 5 до 250 м (чаще всего 20—60 м).

В низовьях рек Большого и Малого Угдокита (бассейн р. Лево́й Ма́мы), там, где холоднинская свита ложится на мраморы нижнего (?) протерозоя, нижняя толща очень сильно редуцирована и представлена всего трехметровым горизонтом известковистых песчаников с редкой галькой мраморов (А. Я. Жидков). В бассейне р. Анамакита-Ангарского, где описываемая толща контактирует с отложениями верхнего протерозоя, она сложена конгломератами и гравелитами с галькой подстилающих метаморфизованных песчаников, алевролитов, «углистых» филлитов и темных известняков. Мощность базальных образований там не превышает 6 м, но отдельные слои и линзы грубообломочных пород встречаются и выше по разрезу свиты (Л. М. Бабурин и А. И. Залуцкий).

Толща песчаников и алевролитов, как уже было сказано, составляет резко преобладающую по мощности часть холоднинской свиты. Она образована зелено-серыми, зелеными, серыми, бурыми, реже лиловатыми песчаниками, перемежающимися с такого же цвета алевролитами, алевролита-глинистыми сланцами и аргиллитами.

В пределах Верхне-Чайской синклинали ее можно разделить на три пачки, связанные между собой постепенными переходами.

Для нижней пачки мощностью около 500 м характерно присутствие толстослоистых (0,3—1 м) или почти массивных крупнозернистых

(до грубозернистых) полимиктовых и аркозовых песчаников, заключающих мощные (до 80—100 м) горизонты алевролитов, глинистых сланцев и аргиллитов. В самом низу пачки иногда присутствует горизонт (до 50 м), отличающийся частым ритмическим чередованием зелено-серых, на выветрелой поверхности бурых мелкозернистых полимиктовых песчаников с тонкослоистыми, почти листоватыми темно-серыми и серыми, реже бурыми алевролитами и алевролитоглинистыми сланцами.

Средняя пачка мощностью до 1500 м сложена преимущественно зеленовато-серыми, затем бурыми и буровато-розовыми слоистыми и массивными мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с частыми прослоями плитчатых зелено-серых алевролитов. Крупнозернистые песчаники и гравелиты встречаются в ней только в виде тонких линзовидных прослоев.

Верхняя пачка отличается от нижележащей значительно большим количеством алевролитов и наличием мощных пластов неслоистых зеленых или лилово-красных алевролитов. Ее видимая мощность 800 м. Общая (сохранившаяся) мощность всей толщи в бассейнах рек Холодной и Чаи достигает 2800 м.

Важно отметить, что по всему разрезу толщи встречаются песчаники с сингенетическими включениями (катышами) глинистых и аргиллитовых пород. Нередко наблюдается косая слоистость потокового и бассейнового типов, а также следы подводного оползания в виде внутриформационных складочек, наклоненных или опрокинутых всегда к центру Верхне-Чайской синклинали.

Более полно песчанико-алевролитовая толща представлена в Верхне-Ангарском хребте, но там ее строение пока еще не расшифровано. Судя по данным Л. М. Бабурина и А. И. Залуцкого, в самой верхней ее части среди мелкозернистых песчаников находится несколько пластов или пачек (мощностью до 80 м), характеризующихся частым переслаиванием тонкослоистых (ленточных) известняков и алевролитов. Там же иногда встречаются единичные прослои внутриформационных конгломератов. Эта часть толщи в бассейнах рек Холодной, Чаи и Левого Мамаи скорее всего уничтожена денудацией.

Полная мощность холоднинской свиты в Верхне-Ангарском хребте безусловно превышает 3000 м и, по-видимому, достигает 3500—4000 м.

Тукаломийская свита¹ в Верхне-Ангарском хребте повсюду совершенно согласно перекрывает песчаники холоднинской свиты. Представлена белыми или светло-серыми, реже темно-серыми мелкозернистыми известняками, часто перемежающимися с серыми алевролитами, а иногда и с мелкозернистыми песчаниками. Для пород этой свиты характерна тонкая, почти ленточная, слоистость, мощность отдельных прослоев известняков и алевролитов часто не превышает 1,5 см. Встречаются, однако, и сравнительно мощные (от 5 до 80 м) пласты и пачки пород с более грубой плитчатой слоистостью. На поверхности наслоения часто видны знаки ряби, по ориентировке и форме которых можно полагать, что береговая линия находилась на севере (Л. М. Бабурин и А. И. Залуцкий). В светло-серых известковистых алевролитах иногда наблюдаются следы червей-илоедов (типа *Tubicola*).

Мощность тукаломийской свиты 400—650 м.

¹ Выделена в 1960 г. Л. М. Бабуриным и А. И. Залуцким, названа ими по рч. Тукаломи, левому притоку р. Анамакита-Ангарского.

Ленский ярус

Кооктинская¹ свита сменяет выше по разрезу породы тукаломийской свиты. Она представлена толстослоистыми, иногда массивными тонкозернистыми или пелитоморфными известняками серого, светло-серого, иногда почти белого, реже темно-серого цвета. В основании свиты и выше по разрезу кое-где отмечаются выклинивающиеся пласты и линзы известняковых брекчий или конгломерато-брекчий, указывающие на явления сингенетического размыва. Довольно типичны известняки с мелкими стилолитовыми швами.

В бассейне р. Анамакита-Ангарского в слоистых темно-серых известняках, залегающих внизу свиты, Л. М. Бабуриным и А. И. Залуцким обнаружены следы червей илоедов, а в верховьях р. Коокты в массивных пелитоморфных светлых известняках, приуроченных к средней части свиты, на нескольких стратиграфических уровнях В. И. Дубченко и Д. Ц. Цыреновым найдены обильные и хорошо сохранившиеся остатки трилобитов и археоциат. В настоящее время трилобиты и археоциаты находятся на определении, но, по предварительному заключению специалистов, они позволяют отнести вмещающие их породы ко второй половине ленского яруса нижнего кембрия. В этом случае не исключено, что верхняя, довольно мощная часть свиты, в которой остатки ископаемых организмов пока не обнаружены, может принадлежать к среднему кембрию.

Вскрытая мощность кооктинской свиты 2000—2500 м.

Кембрийские отложения Северо-Байкальского нагорья обнаруживают большое сходство с одновозрастными образованиями Средне-Витимской горной страны. Холоднинская свита весьма похожа на нижнюю падроканскую (толща базальных конгломератов) и верхнюю падроканскую (толща песчаников и алевролитов) свиты Янгудского и Мамаканского внутренних прогибов; тукаломийская свита напоминает сидельтинскую свиту из бассейна р. Талон (на правом берегу Витима), а кооктинская свита вполне соответствует янгудской надсвите. Сходство между сравниваемыми отложениями обусловлено в первую очередь близкими тектоническими условиями их формирования. В алданском веке и те и другие накапливались в глубоких межгорных прогибах типа грабенон, заложённых в пределах Байкало-Патомского поднятия вскоре после крупных орогенических движений, завершивших докембрийский этап развития байкалид. К концу алданского века межгорные прогибы были заполнены осадками, а разделяющие их поднятия снивелированы денудацией. Карбонатные породы ленского яруса отложились в слабо дифференцированном бассейне, возникшем во второй половине нижнего кембрия в результате эпейрогенических движений отрицательного знака и большой морской трансгрессии.

Интересно отметить, что терригенные отложения алданского яруса в соседних с Верхне-Ангарским хребтом районах, которые в нижнем кембрии относились к Верхне-Витимской остаточной геосинклинали, отличаются значительно меньшей мощностью. Так, в бассейне р. Томпуды (хребет Баргузинский) их мощность измеряется всего 400—500 м, а в бассейне р. Катеры (Уколкитский и Северо-Муйский хребты), т. е. в непосредственной близости от Верхне-Ангарского хребта, — не пре-

¹ Л. В. Окуновым, а также Л. М. Бабуриным и А. И. Залуцким данная свита именуется «мраморной». Однако это название не может быть признано удачным, во-первых, потому, что оно не удовлетворяет требованиям стратиграфической номенклатуры (обозначение по литологическому составу), а во-вторых, мраморы в этой свите встречаются только на контакте с гранитами. Предлагаемое название дано по р. Коокте (правому притоку р. Правой Мамы).

вышает даже 300 м (турикская свита). Что касается отложений ленского яруса, то они, как и в других районах Байкальской горной области, там представлены однообразными известняками (бирамынская свита), почти неотличимыми от таких же пород в составе кооктинской свиты.

Кембрийские отложения в Северо-Байкальском нагорье прорваны интрузиями щелочных и нефелиновых сиенитов, граносиенитов, монцититов и гранитов, относящихся к витимканскому (кункудеро-мамаканскому) комплексу нижнего (?) палеозоя. В контактовых ореолах вокруг плутонических массивов терригенные породы кембрия превращены в биотитовые и кордиеритово-биотитовые роговики, а известняки — в мраморы и скарны. Однако вне зон контактового воздействия (которые, как правило, неширокие) породы кембрия изменены в очень небольшой степени. Во многих случаях метаморфизм в них проявился настолько слабо, что можно говорить только о диагенезе.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Резюмируя все сказанное выше о кембрийских отложениях, можно по-новому представить нижнепалеозойскую историю геологического развития описываемой территории, которая прежде считалась областью почти сплошного распространения докембрия.

Новый фактический материал ставит под серьезное сомнение необходимость объединения верхнего протерозоя и нижнего кембрия в единый структурно-фациальный комплекс байкалитид. Вместе с тем вряд ли можно безоговорочно принять точку зрения о существовании здесь классических каледонид.

Условия развития Саяно-Байкальской горной области в нижнем палеозое, судя по совокупности фактов, были своеобразными. В нижнем кембрии в Удино-Витимской и Джидинской зонах и частично в юго-восточной части Восточного Саяна существовали условия типичной геосинклинали, которая пережила самостоятельный цикл развития, не зависящий от верхнепротерозойского. Начался этот цикл накоплением мощных терригенных осадков (ранние молассы) и осадочно-вулканогенных отложений алданского яруса, которые залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на различных породах докембрия. Ленский ярус характеризуется накоплением в отдельных участках геосинклинали мощных карбонатных толщ, включающих различные по составу вулканогенные образования, продукты подводных излияний и многочисленные прослои различных сланцев и карбонатных песчаников, ритмично переслаивающихся и придающих толще флишеидный облик. Эти карбонатные толщи изобилуют органическими остатками (археоциатами и водорослями). Закончился геосинклинальный цикл развития накоплением мощных красноцветных терригенных отложений — поздних моласс.

Намеченные структурно-фациальные зоны, развиваясь, в общем, по единому плану, имеют свои особенности, обусловленные различным положением этих зон по отношению к геосинклинали.

Удино-Витимская и Джидинская зоны, располагавшиеся в центральной части геосинклинали и сходные по условиям развития, относились к типичной эвгеосинклинали. Здесь имел место наиболее полный геосинклинальный цикл развития, охвативший нижний кембрий (ленский и алданский ярусы) и верхний кембрий — ордовик (?). Для разрезов кембрия этих зон характерны большая мощность отложений (около 6 км в Удино-Витимской зоне и до 15 км в Джидинской), обилие средних и основных эффузивов в различных частях разреза, слож-

ная дислоцированность отложений, неравномерно метаморфизованных в контактах с многочисленными интрузиями.

Восточно-Саянская зона, приуроченная к более окраинной части геосинклинали, имеет некоторое общее сходство с Джидинской и Удино-Витимской зонами, но также и свои отличительные признаки. Эффузивная деятельность здесь проявлялась лишь в начале нижнего кембрия. В ленское время наступил стабильный период накопления мелководных карбонатных осадков, обусловленный широкой и длительной морской трансгрессией, приведшей к образованию мощной (более 3000 м) боксонской свиты. Вверх по стратиграфической вертикали карбонатные породы сменяются песчано-сланцево-карбонатными отложениями (мангатгольская свита), которые условно относятся к среднему кембрию. Характерно отсутствие в описываемой части Восточного Саяна многочисленных интрузий, прорывающих и метаморфизирующих кембрийские отложения, а также складок линейного типа, которые столь характерны для центральных частей геосинклинали.

Еще большим своеобразием отличаются отложения кембрия Северо-Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны. По своему литологическому составу и строению разреза они несколько напоминают разновозрастные приплатформенные отложения Западного Прибайкалья. Гукитская свита может быть сопоставлена с ушаковской, нижняя падроканская, верхняя падроканская и сидельтинская свиты соответствуют мотской. Хорошо коррелируются в сравниваемых районах и карбонатные толщи ленского яруса. На приплатформенной части Западного Прибайкалья отсутствуют лишь аналоги амгинского яруса. Несмотря на значительное сходство, кембрийские отложения Северо-Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны отличаются от синхронных отложений Западного Прибайкалья большей мощностью, более интенсивной складчатостью, присутствием прорывающих интрузий и заметным метаморфизмом.

Накопление терригенных осадков алданского яруса проходило, по всей вероятности, в глубоких межгорных прогибах типа грабенов, которые к началу ленского времени были снивелированы и скрыты большой морской трансгрессией. Интересен тот факт, что по своему составу фауна трилобитов из нижнекембрийских отложений Среднего Витима стоит значительно ближе к трилобитовым комплексам Саяно-Тувинской геосинклинали, чем Сибирской платформы. Следует, наконец, отметить большое сходство кембрийских отложений Средне-Витимской горной страны и Северо-Байкальского нагорья с разновозрастными отложениями Бирамынской и Уакитской зон, которые приурочены к Верхне-Витимской остаточной геосинклинали или к краевой части Байкало-Саянской геосинклинали.

Развитие раннепалеозойской геосинклинали в описываемой части Саяно-Байкальской горной области проходило неравномерно. Отмирание геосинклинали шло с северо-востока на юго-запад. В Средне-Витимской горной стране, в Бирамынской и Уакитской зонах к концу среднего кембрия закончился субгеосинклинальный (миогеосинклинальный) цикл осадконакопления. К этому же времени были приурочены заключительные этапы складчатости и магматизма. В центральной же части геосинклинали накопление осадков продолжалось и в верхнем кембрии — ордовике (?).

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среди, возможно, протерозойских отложений Бурятии некоторыми авторами указывается боргойская толща, развитая в одноименном хребте. Кроме того, породы предположительно той же толщи имеются

в Заганском, Малханском и других хребтах, расположенных южнее Улан-Удэ. Боргойскую толщу Худунского и Малханского хребтов впервые описал В. А. Обручев (1929). Затем она изучалась П. М. Клевенским, П. И. Налетовым, В. А. Новиковым, К. Д. Клеменченко, Д. Д. Сагалуевым, Н. П. Михно, Ю. В. Комаровым и др.

Мнения исследователей о возрасте боргойской толщи расходятся. В. А. Обручев относил ее к протерозою, П. И. Налетов, В. А. Новиков и Д. Д. Сагалуев — к нижнему палеозою. Последние исследователи при определении возраста основывались на значительном метаморфизме пород боргойской толщи и их соотношениях с более молодыми и древними комплексами пород. Имеются исследователи, которые склонны считать боргойскую толщу мезозойской. Так, Н. П. Михно включил ее в состав тамирской свиты триаса, а Ю. В. Комаров в 1960 г. обнаружил отпечатки мезозойской флоры в отложениях, ранее относимых к боргойской толще. Возможно, что под названием «боргойская» толща» разными исследователями описывались разновозрастные образования.

Из состава боргойской толщи, может быть, следует выделить вулканогенно-осадочные образования и отнести их к верхнему палеозою. В частности, к ним могут быть отнесены метаморфизованные фельзиты, фельзит-порфиры, сферолитовые порфиры и порфириты с прослоями кремнистых сланцев, черных и красных яшмовидных пород, туфобрекчии, туфоконгломераты и туфы с линзами доломитов. Наличие в составе данной толщи кремнистых сланцев, яшм и доломитов указывает на излияние лав в подводных условиях. Мощность сходной толщи в соседнем районе (Малханский хребет) определена в 1000 м. К верхнему палеозою эта эффузивно-осадочная толща относится на основании следующих данных:

1. В стратиграфическом разрезе она занимает одинаковое положение с жиндоконской свитой (C_{2-3}) Малханского хребта и вулканогенной свитой (C_{2-3}) Северной Монголии. При этом между ними обнаруживается полное литологическое сходство (табл. 3).

2. Определение абсолютного возраста фельзита, произведенное по валовой пробе в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик Н. И. Полевая), дало 275 млн. лет, что соответствует среднему карбону.

3. Эффузивы прорваны и метаморфизованы позднегерцинскими гранитоидами, подобными гранитоидам даурского комплекса, широко развитым в Зачикийской горной стране.

4. В составе конгломератов гутайской нижнепермской свиты обнаружена галька всех разновидностей пород толщи.

5. На южном склоне Малханского хребта, в пределах Читинской области, отложения жиндоконской свиты, похожие на вулканогенно-осадочную толщу Боргойского хребта, перекрываются с размытом (?) неметаморфизованными, фаунистически охарактеризованными отложениями нижней перми (Деньгин, 1958). Эти данные позволяют отнести описываемую толщу к среднему карбону, т. е. к тому этапу геологической истории Забайкалья, когда его южная и восточная части входили в пределы обширной геосинклинали, распространившейся далеко в Монголию. Следовательно, описываемые вулканогенные образования юго-восточных районов Бурятии допустимо рассматривать как стратиграфические континентальные эквиваленты толщ морского среднего палеозоя, широко развитых в южных районах Читинской области (Флоренсов, 1954а).

Стратиграфическими аналогами боргойской толщи в таком понимании, возможно, являются кислые эффузивы (фельзиты, фельзит-порфиры и порфириты), слагающие крупные ксенолиты среди гранито-

Схема предположительного сопоставления верхнепалеозойских стратифицированных образований юга территории Бурятской АССР, Северной Монголии и Читинской области

(Составил Д. Жалсабон)

Северо-западная часть Читинской области (Малханский хребет)	Южная часть Бурятии (Боргойский, Заганский, Малханский и другие хребты)	Северная Монголия (Хэнтэйский хребет и часть Хангайского нагорья)
<p align="center">Гутайская свита (P₁)</p> Песчаники, алевролитовые и глинистые сланцы, конгломераты, с прослоями эффузивов и туфов		Конгломераты, песчаники, алевролиты, редко известняки. Мощные толщи кислых эффузивов с прослоями порфиритов
<p align="center">Жиндоконская свита (C₂₋₃)</p> Фельзиты, кварцевые порфиры, порфириты, туфоконгломераты	<p align="center">Осадочно-вулканогенные толщи (C₂₋₃)</p> Метаморфизованные фельзиты, фельзит-порфиры, сферолитовые порфиры, порфириты с прослоями кремнистых сланцев, яшмовидных пород черного и красного цвета, туфобрекчии, туфоконгломераты и туфы с линзами доломитов	<p align="center">Вулканогенная свита (C₂₋₃)</p> Кварцевые и дацитовые порфиры, фельзит-порфиры, альбитофиры, порфириты, андезиты с горизонтами кремнистых песчаников, яшм и гравелитов

идов в 20—30 км к югу от Улан-Удэ (северные отроги хребта Цаган-Дабан), а также остатки упоминавшихся эффузивных толщ близ границы Бурятии и Читинской области, в Малханском хребте, которые распространяются на территорию последней.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

На территории Бурятии распространены отложения всех трех систем мезозойской группы — триасовой, юрской и меловой. Континентальные условия образования, обилие, а местами и господство в разрезе разнообразных вулканитов и изменчивость фаций составляют главные общие черты этих отложений. Детальное картирование и тематические исследования позволили расчленить их на ряд серий, свит, а местами даже горизонтов, хотя палеонтологическое обоснование возраста отложений зиждется исключительно на находках ископаемой флоры и наземной и пресноводной фауны. Поэтому выделенные различными исследователями общепринятые стратиграфические подразделения не идут далее трех отделов юрской системы, а для триасовой системы ненадежны даже в объеме отделов.

Меловая система представлена осадками от валанжина до альба включительно. Более подробные подразделения даны только для отдельных, наиболее изученных разрезов, а в других случаях основаны на сопоставлении фауны и флоры местных и удаленных районов (Западная Сибирь, Средняя Азия, Дальний Восток, КНР, МНР и др.).

Границы как совершенно не охарактеризованных палеонтологически верхнего триаса — нижней юры, так и относительно более богатых

остатками флоры и фауны отложений верхней юры и нижнего мела остаются недостаточно обоснованными и в геологическом и в биостратиграфическом отношении.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Нижнемезозойские отложения Бурятии являются континентальными вулканогенными; они приурочены к довольно четко обособленной полосе северо-восточного простирания, тянущейся через Западное Забайкалье, и прослежены в виде замкнутых контуров с перерывами от р. Улекчин (левого притока р. Джиды) на юго-западе до среднего течения р. Большого Амалата на северо-востоке.

Формирование нижнемезозойских вулканогенных образований происходило в течение длительного периода отдельными этапами, перерывы между которыми были непродолжительными и не приводили к существенной перестройке общего структурного плана и к изменению характера магматизма. Поэтому отмеченные между выделяемыми свитами угловые несогласия скорее являются местными, отражающими различную степень тектонической активности отдельных районов на фоне общего геолого-структурного развития Западного Забайкалья в нижнем мезозое. В то же время в различные этапы вулканической деятельности изливались лавы вполне определенного состава. Образовавшиеся при этом эффузивные и пирокластические породы большинством геологов выделяются в отдельные свиты, которые объединены в джида-хилокскую серию.

Недостаточная изученность, а в некоторых случаях действительно значительные трудности расчленения нижнемезозойских вулканогенных образований приводили к различным толкованиям вопроса о последовательности их формирования. Так, П. И. Налетов, В. А. Новиков, Я. М. Яблоков и Д. Д. Сагалуев считают, что основание нижнемезозойской вулканогенной серии в Западном Забайкалье слагают основные эффузивы петропавловской свиты, выше которой залегают эффузивы тамирской и цаганхунтейской свит. С. М. Замараев (1958) для района Боргойской впадины и хребта Хоруха утверждает, что в основании разреза нижнемезозойских вулканогенных образований залегают кислые эффузивы, на которые в свою очередь налегают основные, выделяемые им не в петропавловскую, а в темникскую свиту. По мнению Н. П. Михно и Н. Г. Михно (1960а), стратиграфическая последовательность нижнемезозойских свит следующая (снизу): тамирская (Т), петропавловская (Т—J₁), цаганхунтейская (J₁); однако в отличие от других исследователей Н. П. Михно относит к тамирской свите вулканогенные образования бассейна р. Уды, которые А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1951) были выделены в самостоятельную цаганхунтейскую свиту.

Еще более разноречивы мнения исследователей о боргойской свите, претерпевшей значительный и неравномерный метаморфизм, особенно интенсивный близ крупных разломов. Местами эффузивные породы боргойской свиты приобрели палеотипный облик, что и породило различные мнения о ее возрасте, который датировался верхним протерозоем — нижним мезозоем.

Учитывая материалы последних лет, большинство исследователей склоняются к выводу, что формирование нижнемезозойских вулканогенных отложений продолжалось в течение значительного промежутка времени с конца пермского периода до нижней юры включительно. Начало вулканической деятельности ознаменовалось излиянием эффузивов и образованием пирокластов кислого и основного состава бор-

гойской свиты, возраст которой сейчас большинство геологов считают пермо-триасовым¹. К нижнетриасовому времени относятся отложения тамирской свиты, перекрытой в свою очередь петропавловской свитой. Заканчивает разрез нижнемезозойских отложений цаганхунтейская свита. Возраст петропавловской и цаганхунтейской свит определяется как триас — юра.

Боргойская свита слагает Боргойский хребет и в виде разоб- щенных полей встречается в бассейне р. Джиды. Породы свиты интен- сивно, но неравномерно метаморфизованы, а поэтому большинством исследователей (П. М. Клеветский, П. И. Налетов, В. А. Новиков, К. Д. Клеменченко, Д. Д. Сагалуев и др.) возраст ее определялся как верхний протерозой — нижний палеозой, и лишь Н. П. Михно и Н. Г. Михно (1960а) считают ее аналогом тамирской свиты.

В 1960 г. Ю. В. Комаровым и А. И. Киселевым в Боргойском хребте в метаморфизованных углистых сланцах, залегающих среди пирокла- стических образований, были найдены отпечатки *Neocalamites sibirica* Heer, *Podozamites lanceolatus* L. et Nutt, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Desmitophyllum sibiricum* Chasch., по определению В. А. Хахлова представляющие юрский или несколько более ранний флористический комплекс. В то же время боргойская свита обладает рядом характерных признаков, присущих тамирской свите, и не имеет ничего общего с юрскими отложениями этого региона. Юрские отложения представ- лены или эффузивами (трахиты, трахиандезиты хилокской свиты), или нормально-осадочными породами с преобладанием среди них конгло- мератов и песчаников, охарактеризованных фаунистически и с иным комплексом растений (тугнуйская, березовская и удинская свиты).

По положению в геологической структуре Западного Забайкалья боргойская свита знаменует начало мезозойского вулканизма в этой области и близка к тамирской свите, возраст которой определяется как нижний триас. Однако более высокая степень метаморфизма пород боргойской свиты позволяет отнести ее к началу разреза мезозойских вулканогенных образований, а возраст определять как конец перми — нижний триас. Взаимоотношение боргойской свиты с более молодыми стратифицированными комплексами установлено на восточных склонах массива Шулуг (район с. Петропавловки), где метаморфизованные и рассланцованные вулканогенные отложения, относимые к боргойской свите, перекрыты основными эффузивами петропавловской и кислыми эффузивами цаганхунтейской свит (рис. 37). Подобные же взаимоотношения наблюдались и на стрелке рек Селенги и Чикоя.

Описываемая свита сложена вулканогенными образованиями, среди которых преобладают пирокластические породы, переслаиваю- щиеся с эффузивами кислого, среднего и основного состава. Наряду с этими породами присутствуют туфопесчаники, туфосланцы и чрезвы- чайно редко углистые сланцы. Пласты боргойской свиты, как правило, имеют северо-восточное простирание с падением на юго-восток под углом 30—55°. Только на южном склоне Боргойского хребта наблю- дается горизонтальное или же обратное, т. е. северо-западное, падение. Многочисленные разрывные нарушения, также имеющие северо-восточ- ное простирание и падение как на северо-запад, так и на юго-восток под различными углами. Эти разрывы создали систему отдельных блоков, по периферии которых наблюдается интенсивное дробление вулкано-

¹ Как было указано в очерке «Верхний палеозой», существует и другое мнение о карбоновом возрасте боргойской свиты, высказанное и защищаемое Д. Жалсабоном, несмотря на находки в ней нижнемезозойской флоры (см. ниже). Боргойской свите присвоен индекс Pz₃.

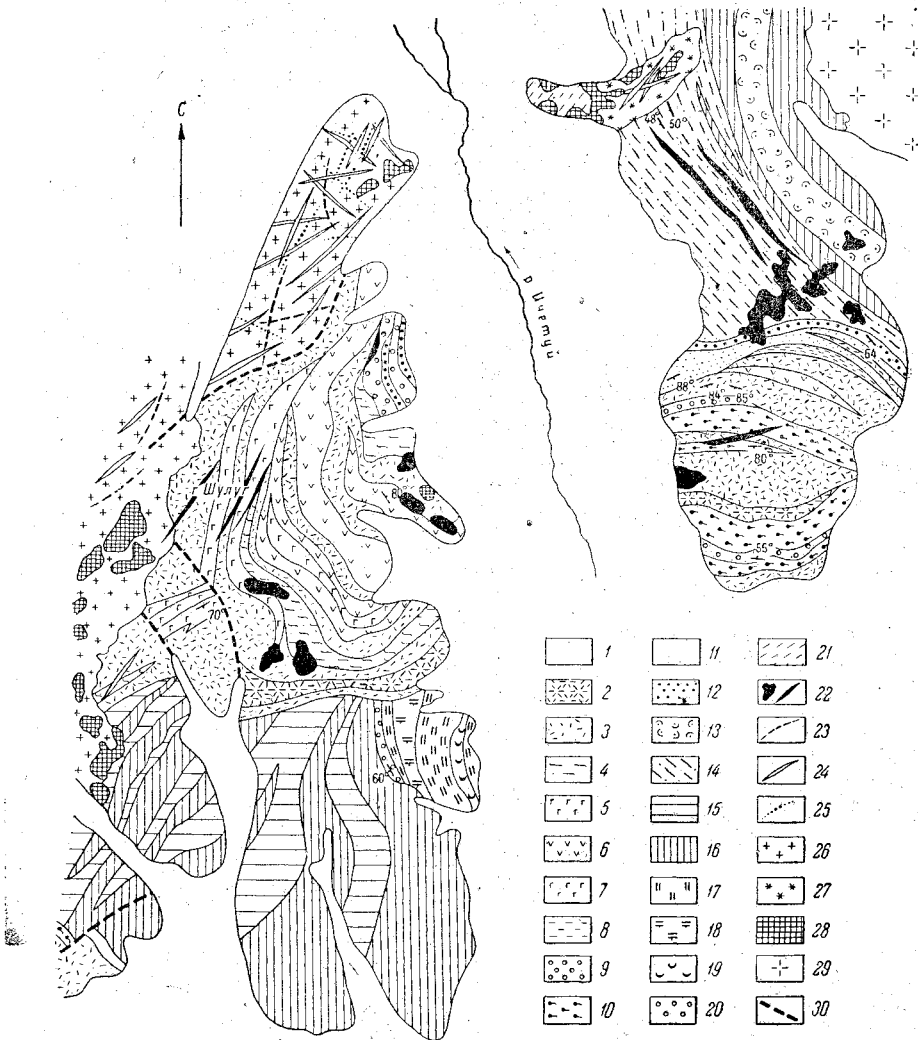


Рис. 37. Схематическая геологическая карта района среднего течения р. Ичегуя (Юго-Западное Забайкалье). Составили Ю. В. Комаров, А. И. Киселев, А. Л. Плещанова, 1960 г.

1 — современные отложения. Цаганхунтейская свита (Т- J_1): 2 — фельзиты; 3 — туфы фельзитов; 4 — туфы ортофиоров; 5 — туфы основных эффузивов; 6 — андезитовые порфириты; 7 — базальтовые порфириты; 8 — туфосланцы; 9 — туфопесчаники с преобладанием обломков основных эффузивов; 10 — туфопесчаники с преобладанием обломков кислых эффузивов; 11 — песчаники; 12 — конгломераты. Петропавловская свита (Т): 13 — туфы ортофиоров; 14 — туфы основных эффузивов; 15 — андезитовые порфириты; 16 — базальтовые порфириты. Боргойская свита (Р-Т): 17 — туфосланцы; 18 — андезитовые порфириты; 19 — диабазовые порфириты; 20 — конгломераты; 21 — кристаллические сланцы (Pt). Дабхорский субвулканический комплекс (J_3): 22 — мелкозернистые, неравномернозернистые сиениты и сиенит-порфиры. Кудунский интрузивный комплекс (Т- J_1): 23 — дайки бостонитов; 24 — дайки мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров; 25 — дайки диоритовых порфиритов; 26 — средне- и крупнозернистые граниты и граносиениты лейкократового облика, переходящие иногда в биотитовые; 27 — крупнозернистые сиениты лейкократового облика; 28 — диориты и сиенит-диориты. Ичегуйский интрузивный комплекс (Т): 29 — крупнозернистые граниты лейкократового облика; 30 — тектонические нарушения

генных пород. В некоторых случаях зоны тектонической брекчии достигают 15 м мощности.

Породы боргойской свиты интенсивно, но неравномерно метаморфизованы и рассланцованы. При этом основные и средние эффузивы принимают палеотипный облик с замещением цветных минералов и плагиоклазов вторичными минералами, кислые эффузивы и их туфы подвергаются раскристаллизации. В некоторых местах за счет регионального, а возможно, и контактового метаморфизма вулканогенные породы, преимущественно туфы, туфопесчаники и туфосланцы, превращены в зеленые сланцы или в кварцево-биотитовые роговики. Наиболее полные разрезы свиты вскрыты долиной р. Селенги на участке между с. Селендума и Урда-Дзокойской впадиной, где обнажены порфириды, диабазы, фельзиты, кремнистые сланцы, роговики, яшмовидные породы и пирокластические образования — туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы, туфопесчаники и туфосланцы. В Боргойском хребте выяснено, что в низах разреза преобладают кислые эффузивы и их туфы, а также туфоконгломераты и туфопесчаники, выше залегают преимущественно основные эффузивы и связанные с ними пирокластические образования. Потоки эффузивов и пропластки пирокластических пород имеют незначительные протяженность и мощность. Обычная мощность туфоконгломератов не превышает 70 м и, как исключение, достигает 300 м.

Основные эффузивы — диабазы, диабазовые и базальтовые порфириды имеют зеленый или темно-зеленый цвет, массивное сложение; местами они рассланцованы. Вторичные изменения заключаются в разложении плагиоклазов, карбонатизации и эпидотизации.

Кислые эффузивы представлены фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми и полевошпатовыми порфирами серого, серо-зеленого или серо-лилового цвета с фенокристами микроклина, микропертита, плагиоклаза, кварца и реже биотита. Вторичные минералы — хлорит, эпидот, серицит, кальцит, альбит и кварц.

Среди туфогенных образований могут быть выделены туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники и различные туфы, связанные как с кислыми, так и с основными эффузивами. В виде прослоев в них присутствуют метаморфизованные алевролиты, кристаллические сланцы и кварцево-биотитовые роговики. Среди сланцев различаются хлоритово-эпидотовые, кварцево-эпидотово-биотитовые, хлоритово-роговообманковые, кремнисто-серицитовые, кварцево-серицитово-гематитовые и оталькованные.

Мощность боргойской свиты от 1500 до 3000 м.

Тамирская свита впервые была выделена П. М. Клевенским в Малханском хребте. Эффузивы тамирской свиты слагают отдельные участки в Бичурской, Тамирской и Кударинской гривах, залегая на поверхности размыва палеозойских гранитоидов (реки Гуджертуй, Улады), а также на морских пермских отложениях, установленных в бассейне р. Чикоя, за пределами Бурятской АССР (в Читинской области). В сланцах и туфосланцах, вскрытых в левом борту долины р. Тамира, вблизи ее устья, Я. М. Яблоковым в 1954 г. собраны отпечатки флоры, которые, по определению Д. Е. Ермолаева, а также заключению Г. П. Радченко и А. И. Турутановой-Кетовой, оказались *Thinnfeldia* sp. и *Sphaenobaiera* sp., что позволило датировать вмещающие их породы нижним триасом. Здесь же, но в правом борту долины р. Тамира Л. А. Козубовой в 1959 г. найдены остатки *Cladophlebis* aff. *ichiinensis* Cz e и *Cladophlebis cosubovii* S t e b g o d sp. nov., изученные Г. П. Радченко и И. Н. Сребродольской, также указывающие на нижнетриасовый возраст отложений.

Основную часть разреза тамирской свиты составляют кислые эффузивы и их туфы, среди которых встречаются маломощные, быстро выклинивающиеся потоки эффузивов среднего и основного состава, а также не выдержанные по мощности пласты конгломератов, песчаников и сланцев. Наиболее полный разрез вскрыт в правом борту р. Тамира, начиная от ее устья до верховьев пади Шазаги.

По данным Я. М. Яблокова, здесь обнажаются (снизу): 1) базальный конгломерат; 2) полосчатые фельзиты, фельзит-порфиры и их туфы; 3) песчаники, сланцы, конгломераты; 4) туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты; 5) фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые и бескварцевые порфиры; 6) плагиопорфириты и их туфы.

Прослой осадочных пород более многочисленны в нижней части свиты, где образуют пачки мощностью до 50 м, наблюдавшиеся В. А. Новиковым, Я. М. Яблоковым в левом борту р. Кудары около дер. Ивановки, в верховьях рек. Улады, Шивири, Дунгуя, а также в бассейнах рек Хамнигадая и Тамира.

В верховьях р. Кудары в пади Улады и в левом борту долины р. Шивирь разрез свиты начинается с конгломератов, лежащих на поверхности размыва основных эффузивов предположительно верхнепалеозойского возраста. Конгломераты состоят из плохо отсортированной и неравномерно окатанной гальки размером от 0,5 до 10—15 см, представленной порфиритами, диабазами, биотитовыми гранитами, фельзитами, кварцевыми порфирами, редко гнейсами и кристаллическими сланцами. Цемент песчанистый с примесью туфового материала кварцевых порфиров. Местами вблизи тектонических зон конгломераты претерпели метаморфизм: они давлены, трещиноваты, а их галька в некоторых случаях развальцована.

Внутриформационные конгломераты и туфоконгломераты, а также песчаники, туфопесчаники и туфосланцы слагают маломощные прослой и пачки среди эффузивных пород, как это установлено между устьями рек Тамира и Хамнигадая в Тамирской гриве. Конгломераты и туфоконгломераты состоят преимущественно из гальки кислых эффузивов, реже порфиритов; как исключение, присутствует галька гранитов, диоритов и гнейсов. Цемент обычно туфовый, реже песчаный.

Песчаники представляют собой плотные мелко- и среднезернистые породы зеленовато-серого цвета, главной составной частью которых являются угловатые пелитизированные зерна полевых шпатов, зерна кварца и чешуйки биотита. Обычно они содержат туфовый материал, поэтому между песчаниками и туфопесчаниками существует тесная связь. Совместно с ними встречаются туфосланцы, слагающие прослой мощностью до 20 м. На южном склоне Тамирской гривы туфосланцы, образующие мощную пачку в верхах разреза, обладают весьма тонкой слоистостью, обусловленной параллельным чередованием различных по окраске слоев от 0,5 до 1 мм толщиной.

Туфы, агломератовые туфы и туфобрекчии широко распространены среди вулканогенных образований и в отдельных районах слагают главную часть разреза. Как установлено В. А. Новиковым, на северном склоне Бичурской гривы в правом борту р. Ара-Кирети туфы кислых эффузивов, агломератовые туфы и туфопесчаники составляют в основании свиты пачку мощностью до 500 м. Среди туфов здесь выделяются кристаллокластические и литокластические туфы фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, причем цементирующий туфовый материал подвергся раскристаллизации; он обычно имеет микрофельзитовую структуру. В отличие от туфов туфобрекчии содержат больше обломков, размер которых достигает 5 см. В составе обломков преимущественно

кислые эффузивы, встречаются андезитовые и авгитовые порфиры, плагиопорфиры, граниты, сиениты.

Эффузивные породы слагают большую часть разреза свиты на Чикой-Хилокском междуречье. Они представлены преимущественно кислыми разновидностями, среди которых в редких случаях встречаются эффузивы среднего состава. Наблюдается очень быстрое сокращение мощностей покровов эффузивов и их резкие переходы в прослои туфов и др.

Кислые эффузивы представлены фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами и ортофирами, макроскопически мало отличающимися друг от друга. Обычно они имеют светло-серый и серый цвет, иногда с голубоватым, розоватым или лиловым оттенками. Нередки разновидности с отчетливой флюидальной текстурой. Кислые эффузивы имеют микрофельзитовую, фельзитовую, реже сферолитовую структуру основной массы и состоят из калиевого полевого шпата и кварца, в массе которого присутствуют единичные чешуйки биотита, хлорита и зерна эпидота. Вкрапленники размером до 2,5 мм представлены в фельзит-порфирах калиевым полевым шпатом, иногда альбитом, в кварцевых порфирах — кварцем.

Эффузивы среднего состава представлены маломощными, быстро выклинивающимися покровами плагиоклазовых порфиритов, пользующихся весьма ограниченным распространением в Тамирской гриве, где они переслаиваются с кислыми вулканогенными и нормально-осадочными породами. Плагиоклазовые порфиры имеют зеленовато-серый цвет, порфировую структуру с гиалопилитовой или интерсертальной основной массой, состоящей из плагиоклаза (андезин-лабрадора), редких зерен авгита и зеленой роговой обманки. Порфиновые вкрапленники образованы андезином. В плагиопорфирах с миндалекаменной текстурой миндалины выполнены кальцитом, кварцем, хлоритом.

Мощность тамирской свиты в пределах Чикой-Хилокского междуречья оценивается в 4500—6000 м.

Петропавловская свита пользуется широким развитием в южной части Бурятии, где она слагает крупные площади на южных отрогах хребта Малый Хамар-Дабан, на юго-западной оконечности Малханского хребта и в низовьях рек Чикоя и Хилка. Эта свита налегает на поверхность размыта более древних гранитов и в ряде мест непосредственно на боргойскую свиту, причем на восточных склонах горы Шулуг (район с. Петропавловки) обе свиты отделены угловым несогласием. Налегание петропавловской свиты с угловым несогласием на тамирскую установлено в правом борту р. Ара-Кирети, на междуречье Тамира и Кирети, а по наблюдениям Н. П. Михно, — на северных склонах Бичурской гривы. В свою очередь петропавловские эффузивы с угловым несогласием перекрыты цаганхунтейской свитой, что отчетливо видно по левобережью р. Ичегуя (левого притока р. Джиды).

Петропавловская свита сложена почти исключительно эффузивами основного и среднего состава, среди которых в подчиненном количестве присутствуют пирокластические породы, а также кислые эффузивы и нормально-осадочные породы. Последние представлены базальными конгломератами, залегающими в основании свиты в районе дер. Гегетуй (рис. 38). Здесь базальные конгломераты лежат на поверхности размыта каледонских гранитов и имеют мощность около 15 м. Они состоят из гальки размером от 1 до 10 см преимущественно изверженных пород — гранитов, граносиенитов, сиенитов, меньше кислых эффузивов — полевошпатовых порфиритов, фельзит-порфиритов. Цемент конгломератов песчаный. В тех случаях, когда отсутствуют базальные

конгломераты, низы петропавловской свиты сложены туфолавами, лавобрекчиями или же основными эффузивами.

Туфолавы и лавобрекчии имеют темную буро-малиновую или буро-фиолетовую окраску и состоят из обломков основных эффузивов, пирокластического материала, редко обломков изверженных пород, сцементированных основными лавами.

Стратиграфически выше базального горизонта залегают излившиеся и пирокластические породы основного состава, которым подчи-

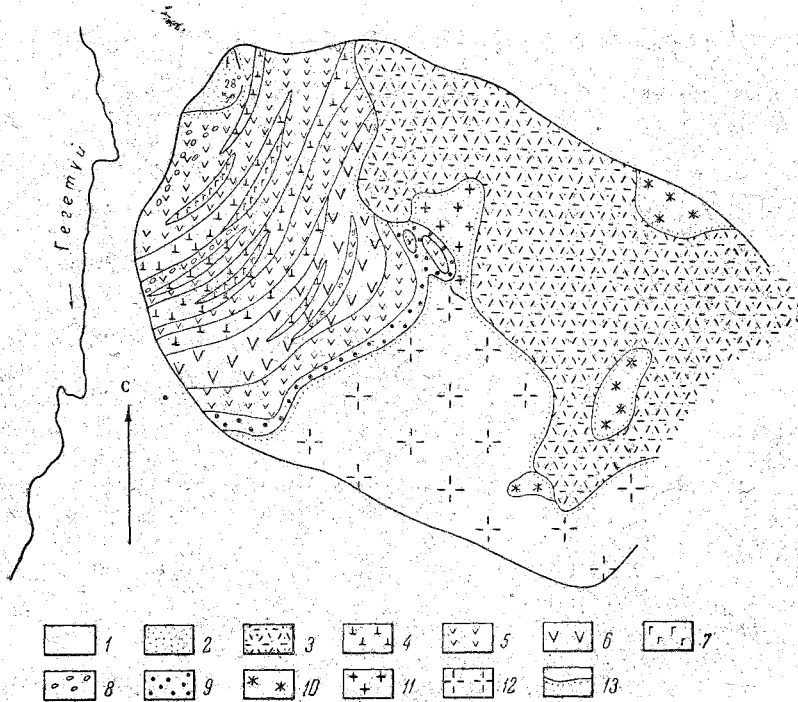


Рис. 38. Схематическая геологическая карта участка Гететуй.

Составили Ю. В. Комаров, А. И. Киселев, А. Л. Плешанова, 1960 г.

1 — современные отложения. Гусиноозерская серия (Сг); 2 — песчаники. Чаганхунтейская свита (Т—J₁); 3 — туфы фельзитов. Петропавловская свита (Т): 4 — андезитовые порфириды; 5 — базальтовые порфириды; 6 — базальтовые порфириды с крупными фенокридами плагиоклаза; 7 — афанитовые базальтовые порфириды яркого буро-малинового и буро-красного цвета; 8 — базальтовые порфириды с миндалекаменной текстурой; 9 — конгломераты. Дзидинский интрузивный комплекс (Pz₁); 10 — диориты; 11 — крупнозернистые розовато-вишневые граниты; 12 — крупнозернистые желтовато-розовые граниты; 13 — стратиграфический контакт

нены маломощные, быстро выклинивающиеся пласты туфопесчаников и туфосланцев, а также покровы кислых эффузивов. Эффузивы основного и среднего состава представлены базальтовыми, андезитовыми, роговообманковыми, диабазовыми порфиридами и диабазами.

Базальтовые порфириды занимают среди них главное место, слагая в некоторых случаях мощные пачки покровов площадью в несколько сотен квадратных километров. По внешнему облику эти породы весьма разнообразны. Среди них присутствуют все промежуточные разновидности от плотных афанитовых до порфириковых с крупными (до 10—12 мм) фенокридами плагиоклаза. Цвет их также различный — обычно темно-зеленый, темно-серый, буро-зеленый, иногда фиолетовый или же красно-бурый. Среди плотных базальтовых порфиридов лежат отдель-

ные покровы с миндалекаменной текстурой, причем миндалины иногда выполнены кварцем, реже кальцитом. Базальтовые порфиристы состоят из плагиоклаза (андезин-лабрадора, лабрадора), оливина и вулканического стекла. Структура порфиритов обычно порфиривая, реже полнокристаллически-афировая, основной массы — интерсерральная, гиалопилитовая, микродиабазовая.

Андезитовые и роговообманковые порфиристы отличаются от базальтовых порфиритов более кислым плагиоклазом (андезин № 32—37) и наличием роговой обманки. Эти породы залегают совместно с базальтовыми порфиритами и мало от них отличаются по внешнему виду.

Диабазы и диабазовые порфиристы — плотные зелено-серые отчетливо зернистые породы с таблитчатыми вкрапленниками зеленовато-белого плагиоклаза. Диабазы имеют диабазовую, реже интерсерральную структуру и состоят из лейсточек плагиоклаза (лабрадора № 60—65), реликтов пироксена (авгита, иногда гиперстена), замещающего роговой обманкой.

Пирокластические породы являются литокластическими туфами основных эффузивов. Обломочный материал туфов состоит из порфиритов, диабазов, реже — разложенного вулканического стекла, обломков серицитизированных и эпидотизированных плагиоклазов. Цементируются обломки пепловым материалом, частично раскристаллизованным. Туфы залегают среди основных эффузивов в виде маломощных пластов. На левобережье р. Ичетуя они слагают пачку мощностью около 500 м.

Среди туфов очень редко можно встретить пласты туфопесчаников и туфосланцев, мощность которых не превышает 3—5 м. Это обычно серо-зеленые или буро-зеленые породы, состоящие из обломков (размером 0,3 мм, реже 1—2 мм) основных эффузивов, плагиоклаза, кварца, микроклина. Цемент песчаников всегда изменен и представлен агрегатом тонкозернистого эпидота, хлорита, серицита и темных частиц глинистого материала. От песчаников туфосланцы отличаются лишь более тонкозернистым строением. Между теми и другими породами существуют постепенные переходы.

Туфобрекчии и туфоконгломераты тяготеют к низам свиты. Они сложены угловатыми или полуокатанными обломками порфиритов и диабазов размером от 0,5 до 5 см, редко до 0,5 м, реже встречаются обломки кислых эффузивов и гранитов. Цементируются обломки разломленным пепловым материалом и хлоритизированными осколками стекла.

Среди основных эффузивов петропавловской свиты очень редко можно встретить пирокластические образования, которые являются производными кислых эффузивов. Так, на левобережье р. Ичетуя наблюдался пласт туфов ортофиров мощностью около 100 м; на водоразделе рек Ичетуя и Нарын-Ичеты установлены туфоконгломераты и туфопесчаники, в обломочном материале которых преобладают кислые эффузивы. Туфы ортофиров представляют собой плотные породы грязно-желтого цвета, состоящие из обломков пород и минералов. Среди обломков пород преобладают ортофиры, меньше фельзитов, порфиритов, вулканического стекла. Обломки минералов представлены калиевыми полевыми шпатами, плагиоклазом, кварцем. Цемент туфовый, измененный, иногда раскристаллизованный.

Образования петропавловской свиты, как правило, смяты в крутые складки северо-восточного простирания, что хорошо видно в районах сел Петропавловки, Гегетуя, в Тамирской и Бичурской гривах. И только по окраинам полосы развития нижнемезозойских эффузивов

отложения петропавловской свиты залегают с небольшими углами наклона или же горизонтально (южные отроги хребта Малый Хамар-Дабан). Отмечена прямая зависимость между складчатой структурой петропавловской свиты и степенью изменения ее пород: в тех участках, где породы смяты в круглые складки, они особенно интенсивно изменены. Вулканическое стекло основных эффузивов разложено, плагиоклазы замещены серицитом, хлоритом, эпидотом, оливин — серпентинитом, цветные минералы — хлоритом. Наоборот, там, где эффузивы залегают горизонтально или с небольшими углами наклона, они мало изменены и лишь вблизи прорывающих их интрузий претерпели контактовые изменения.

Мощность петропавловской свиты неодинакова в разных районах Западного Забайкалья и оценивается разными исследователями в 1500—3000 м.

Цаганхунтейская свита пользуется наиболее широким развитием среди триасовых вулканогенных образований и впервые была выделена А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой на междуречье Уды и Хилка. Эта свита залегают на поверхности размыва домезозойских гранитоидов (южные склоны хребтов Тора, Хухайта, на водоразделе рек Уды и Поперечной) или же с несогласием перекрывает отложения петропавловской свиты (р. Ичетуй). Она представляет собой сложный эффузивно-туфовый комплекс, образованный кислыми и щелочными эффузивами и их туфами. Редко отмечаются туфопесчаники и туфосланцы в виде маломощных пропластков. Среди вулканогенных образований на юго-западе преобладают излившиеся породы, в центральных и северо-восточных частях Бурятии — пирокластические отложения. Весьма характерно переслаивание различной мощности пластов туфов и покровов эффузивов, причем последние, как правило, имеют незначительную протяженность. Частая смена пород в разрезе и невыдержанность их по простиранию затрудняют расчленение свиты, но все же в ее разрезе подмечены некоторые общие закономерности. Так, среди эффузивно-туфовых образований явно подчиненное положение занимают средние и основные эффузивы, а также их туфы, присутствующие в виде отдельных маломощных покровов и прослоев по всему разрезу свиты. В ее низах преобладают грубообломочные пирокластические породы — туфобрекчии, туфоконгломераты, переслаивающиеся с туфами и маломощными покровами ортофириров и трахитов. Последние слагают и среднюю часть разреза, сменяясь затем более кислыми эффузивами — кварцевыми порфирами, фельзитами, их туфами и туфоллавами. В верхах разреза чаще встречаются витрофировые разновидности кислых эффузивов и туфов. Наиболее полные разрезы цаганхунтейской свиты наблюдались в бассейне р. Ичетуя, в хребтах Тора и Хухайта.

В бассейне р. Ичетуя разрез начинается с базальных конгломератов, содержащих обильную гальку различных изверженных пород, или же с агломератовых туфов фельзитов, содержащих обломки основных эффузивов петропавловской свиты. Выше следует перемежаемость покровов и пластов фельзитов, ортофириров, их туфов, а также основных эффузивов — андезитовых и базальтовых порфиритов. Видимая мощность разреза на этом участке около 1500 м, причем примерно четвертую часть всего разреза составляют основные эффузивы (рис. 37).

В хребте Тора разрез начинается с агломератовых туфов, лежащих на поверхности размыва каледонских гранитов. Выше агломератовых туфов залегают ортофиры, туфы ортофириров и трахитов, которые сменяются мощной пачкой туфобрекчии и туфоконгломератов с подчиненными пластами туфов и покровами эффузивов — ортофириров, трахитов

и трахиандезитов. В верхах пачки грубообломочных пирокластических пород залегают туфосланцы и туфопесчаники, переслаивающиеся с мелкогалечными туфоконгломератами. Туфосланцы перекрываются темными зеленоватыми кристаллокластическими туфами ортофиоров и фельзитов. Общая мощность цаганхунтейских отложений в хребте Тора составляет 1000—1200 м.

В хребте Хухайта и в устье р. Мухея, на его левобережье, вскрыты более высокие горизонты цаганхунтейской свиты, которые, в общем, имеют тот же состав и столь же фациально не выдержаны. Отличаются они лишь тем, что в верхах свиты более широко распространены кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, их туфы и туфолавы. Кроме того, здесь появляются щелочные эффузивы — альбитофиры, содержащие щелочную роговую обманку.

Туфоконгломераты и туфобрекчии слагают основную часть разреза цаганхунтейской свиты. Они состоят из обломков различных эффузивов — ортофиоров, трахитов, фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, порфиритов, кератофиоров, имеющих различную окатанность и размер — от мелкой гальки до валунов и глыб, достигающих 0,5 м в поперечнике. Цемент, как правило, туфовый, в редких случаях песчаный.

Туфопесчаники и туфосланцы занимают подчиненное положение, слагая пласты от 5—7 до 20—30 м мощностью, в редких случаях до 200 м (левобережье р. Ичетуя). Породы эти плотные, серого, темно-серого, бурого или зеленоватого цвета. Наблюдаются переходы от песчаных туфосланцев до туфогравелитов. Обломки в них представлены калиевыми полевыми шпатами, плагиоклазом, кварцем, эффузивными породами. Цемент песчаников пелитовый со значительной примесью туфового материала, иногда интенсивно хлоритизирован. Туфосланцы тонкослоисты и пестро окрашены, состоят из пелитового и частично из туфового материала, в котором встречаются мелкие обломки полевых шпатов и кварца.

Основные и средние эффузивы представлены базальтовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами. Они имеют ограниченное распространение среди кислых эффузивов и слагают покровы до 15—20 м мощностью. Это плотные темные породы с афанитовой основной массой, вкрапленниками плагиоклаза и цветных минералов. Они имеют полнокристаллическую структуру и сложены микролитами плагиоклаза, между которыми обильно рассеяны рудный минерал, мельчайшие зерна пироксена, редко роговой обманки и биотита. Среди туфов порфиритов преобладают литокластические разновидности, реже встречаются кристаллокластические.

Трахиты количественно уступают лишь ортофирам. Обычно это темные породы с красно-бурым, сиреневым, фиолетовым, желтовато-зеленым цветом основной массы, на фоне которой видны вкрапленники калиевых полевых шпатов. Основная масса состоит из лейсточек калиевых полевых шпатов, подчиненного количества таких же лейсточек плагиоклаза и в отдельных случаях стекла, всегда в той или иной степени раскристаллизованного. Структура основной массы трахитовая, а в участках раскристаллизации стекла — ортофиоровая. Порфиритовые вкрапленники содержатся в переменном количестве — от 1—2 до 20—30% объема породы. Это калиевые полевые шпаты, плагиоклазы и роговая обманка.

Ортофиры наиболее широко распространены среди эффузивов и присутствуют по всему разрезу свиты, но преобладают в нижней и средней ее частях. По внешнему виду, структурам и текстурам ортофиры разнообразны. Цвет ортофиоров преимущественно бледно-бурый,

бледно-розовый, бледно-зеленый, бледно-желтый, сиреневый. Обычно это порфиновые породы, причем количество и размер фенокристов колеблется в очень широких пределах — от афировых разновидностей до ортофириновых с крупными (до 1 см) порфириновыми выделениями калиевых полевых шпатов, на долю которых приходится до 30—50% объема пород. Редко встречается биотит, интенсивно замещаемый хлоритом.

Основная масса породы состоит из коротких, иногда лапчатых зерен калиевых полевых шпатов, имеет ортофириновую или трахитоидную структуру. Среди ортофиринов с тонкозернистым строением встречаются витрофириновые разновидности, почти всегда полностью раскристаллизованные. В основной массе иногда содержится в незначительном количестве кварц, а также чешуйки хлорита, серицита, мелкие зерна рудного минерала и апатита.

Туфы ортофиринов и трахитов преобладают над излившимися породами того же состава и, как правило, имеют более темную окраску. Обломочное строение этих пород в некоторых случаях видно отчетливо, но обычно макроскопически неуловимо. Среди туфов имеются как кристаллокластические, так и литокластические разновидности, причем последние преобладают. В обломках — полевые шпаты, реже биотит, кварц и различные эффузивные породы, особенно ортофиры, трахиты, трахитовые порфиры, плагиотрахиты; реже попадаются обломки фельзитов, фельзит-порфиринов, кератофиринов, андезитовых порфиритов. Соотношение обломочного материала и цемента варьирует в широких пределах. Цемент туфов в той или иной степени всегда раскристаллизован.

Альбитофиры встречаются относительно редко среди эффузивных пород цаганхунтейской свиты. Только в хребте Орессо они образуют серию покровов общей мощностью до 100—150 м. Здесь альбитофиры массивны, на розовато-буром фоне их основной массы выделяются многочисленные фенокристы альбита. Основная тонкозернистая масса состоит из бесформенных зерен полевых шпатов, среди которых разбросаны зерна альбита и рибекита. Последний образует удлиненные игольчатые зерна размером 0,04—0,15 мм. Порфириновые вкрапленники образованы исключительно альбитом.

Фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры встречаются во всех частях разреза, но преобладают в верхах свиты. Перечисленные породы имеют белую окраску с бледным желтоватым, красноватым, голубоватым и фиолетовым оттенками. Структура основной массы этих пород крипто- и микрогранитовая, редко витрофириновая, сферолитовая. Тонкозернистая основная масса кислых эффузивов состоит из мелких зерен калиевого полевого шпата, кварца и редких зернышек и чешуек роговой обманки и биотита. Криптозернистые и витрофириновые разновидности фельзитов и фельзит-порфиринов подвержены раскристаллизации, но в меньшей степени, чем ортофиры, поэтому в них встречаются участки с кристаллическим строением. Фенокристы фельзит-порфиринов представлены калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом и кварцем.

Туфы фельзитов, фельзит-порфиринов и кварцевых порфиринов распространены шире, чем излившиеся породы. Они имеют светлую окраску и представлены литокластическими, кристаллокластическими и редко витрофириновыми разновидностями. Цемент туфов микрофельзитовый, иногда изотропный с флюидальной микротекстурой. В витрофириновых туфах обломки пород немногочисленны, здесь больше обломков минералов и стекла, которое обычно в той или иной степени раскристаллизовано и превращено в тонкозернистую кварцево-полевошпатовую массу.

Туфолавы в виде пластов мощностью до 50 м залегают в различных частях разреза цаганхунтейской свиты, но преимущественно среди туфов трахитов, ортофинов, фельзитов, кварцевых порфиров средней и верхней частей разреза и соответствуют этим породам по составу. Они имеют темную зеленоватую, сиреневую, бурую и почти черную окраску и представляют собой плотные крепкие породы с флюидальной текстурой. Призматические зерна минералов, как и разлинзованные обломки эффузивов, расположены параллельно флюидальности. Основная цементирующая масса, обтекающая обломки, представлена пепловым веществом, в одних случаях частично раскристаллизованным, а в других — темным, не просвечивающим.

Мощность цаганхунтейских отложений в южных и центральных районах Западного Забайкалья неодинакова. Так, для района Гусино-го озера она определена в 700—800 м, для Боргойской впадины в 2000 м, а на Удино-Хилокском междуречье равна 1200—1300 м.

Изучение нижнемезозойских вулканогенных образований и их взаимоотношений с мезозойскими интрузиями позволяет утверждать, что в конце палеозоя — начале мезозоя в Западном Забайкалье, которое к этому времени представляло довольно жесткую консолидированную массу, обособилась подвижная зона с интенсивным проявлением вулканизма. Зона имеет обычное, северо-восточное простирание и в пределах Западного Забайкалья охватывает бассейны рек Джиды, нижнего течения Чикоя, Хилка, Уды и Удино-Витимское междуречье. В нижнем мезозое здесь происходило накопление континентальных отложений; по-видимому, оно протекало на фоне общего медленного погружения, которое в какой-то степени компенсировалось отложением лав и пирокластического материала. Суммарная мощность нижнемезозойских отложений достигает 6000—8000 м.

Вулканогенные отложения представляют сложный, фациально изменчивый осадочно-эффузивно-туфовый комплекс. О перерывах внутри разреза последнего свидетельствуют пропластки и линзы осадочных пород, заключенные среди вулканогенных образований. Высокая вязкость кислых лав, а в связи с этим беспокойный характер вулканических извержений привели к тому, что среди кислых вулканогенных отложений основную роль играют пирокластические.

Накопление вулканогенных образований происходило на большем пространстве подвижной зоны, и только отдельные ее участки представляли, по-видимому, более или менее расчлененные положительные формы рельефа, где обнажался домезозойский фундамент. С них и сноился кластический материал в виде гальки гранитов, которая спорадически встречается в туфогенных отложениях. Впрочем, обильная галька палеозойских гранитоидов присутствует только в основании вулканогенных отложений, а выше по разрезу попадает очень редко. Это трудно объяснить, если представить, что накопление вулканогенных отложений происходило только в межгорных впадинах.

Частичная приуроченность вулканогенных отложений к межгорным впадинам в их современном виде объясняется тем, что с повышенных частей рельефа они во многих местах почти полностью смыты. Однако нижнемезозойские осадочно-вулканогенные отложения сохранились не только во впадинах. Местами они слагают крупные водоразделы на хребтах Цаган-Хунтей, Цаган-Хуртей, Цаган-Дабан, Хухайта, Тора, Зусы, Заганском, Боргойском, Бургутуйском; подобная же картина наблюдается в южных отрогах хребта Малого Хамар-Дабана и в других местах.

Осадочно-вулканогенные образования триаса в Западном Забайкалье представляют определенный практический интерес. Прежде всего

следует отметить, что туфы цаганхунтейской свиты могут быть использованы как гидравлические добавки при производстве портланд-цемента. Для этих целей используются туфы кислых эффузивов, в особенности тех, которые в незначительной степени подверглись раскристаллизации. Подобные образования известны по всему разрезу цаганхунтейской свиты. Кроме того, туфы кислых эффузивов могут быть использованы как облицовочный материал. Некоторые разновидности их обладают высокими декоративными качествами и принимают совершенную полировку.

Связь редкометального оруденения в Западном Забайкалье с мезозойскими гранитоидами указывает на потенциальную возможность концентрации этих металлов среди триасовых вулканогенных образований. Последние повсеместно прорваны мезозойскими гранитоидами, поэтому могут оказаться рудомещающей средой для редких и цветных металлов, а также флюорита. Проявления последнего, приуроченные к нижнемезозойским осадочно-вулканогенным образованиям, известны в бассейнах рек Джиды, Уды, Хилка. В отдельных случаях в зонах флюоритизации отмечен молибденит. Все это показывает, что площади развития нижнемезозойских осадочно-вулканогенных образований заслуживают самого серьезного внимания при поисковых работах.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

На площади Бурятии, помимо триасово-юрских, ближе неопределимых осадочно-вулканогенных образований, выделены заведомо юрские, но нерасчлененные (Восточный Саян), а также среднеюрские и верхнеюрские отложения (Селенгинская Даурия).

Нерасчлененные юрские отложения

В юго-восточной части Восточного Саяна юрские отложения впервые были выделены на Окинском плоскогорье в 1937 г. Н. А. Флоренсовым, а в бассейне р. Оспы (Онота) — А. В. Львовым и Н. Д. Соболевым¹. Несколько позже сходные отложения были открыты С. В. Обручевым (1943а) по р. Урда-Оке и И. П. Бузиковым в 1955 г. на Тункинских гольцах.

Первые находки ископаемой флоры в отложениях по р. Нарин-Голу, притоку р. Диби (Окинское плоскогорье), позволили отнести эти отложения к юре и сопоставить их с осадками Иркутского юрского бассейна (В. Д. Принада). Затем палеофлористические сборы были сделаны по р. Урда-Оке С. В. Обручевым, П. В. Дубиным и Л. П. Рик, а в Тункинских гольцах И. П. Бузиковым. К сожалению, этот материал не позволяет определить возраст отложений точнее, чем юрский.

По р. Нарин-Голу юра обнажена на небольшом участке; здесь разрез состоит из чередующихся слабо сцементированных конгломератов, полимиктовых песчаников и глинистых сланцев. Видимая мощность отложений не менее 50 м. Слои наклонены на ЮВ 170° под углом 5—8°. Нижний и верхний контакты не обнажены. По месту первой находки юрские отложения Восточного Саяна выделены в нарингольскую свиту (толщу).

В бассейне р. Урда-Оки сходные отложения выступают по мелким речкам Хохюр-Голу, Бузар-Желге, Айнак-Хара-Желге и др., где обра-

¹ Еще раньше их обнаружил И. Д. Черский (1894), оставивший открытым вопрос о возрасте отложений.

зуют синклинальную складку с падением крыльев под углом 15—20°, редко до 40°. Нижняя пачка конгломератов и полимиктовых песчаников залегает на поверхности размыва различных гранитоидов огнистого палеозойского комплекса. Вверх по разрезу появляются алевролиты и углистые сланцы, а местами и пласты угля до 1—2 м мощности, но песчаники продолжают доминировать, а конгломераты встречаются на разных стратиграфических уровнях. Обломочный материал состоит из местных изверженных пород и плохо окатан. Конгломераты содержат отдельные крупные (до 0,8 м) валуны. Суммарная мощность слоев оценивается от 500 до 1200 м. В алевролитах найдены отпечатки растений, определенных П. И. Ермолаевым как *Clathropteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Phoenicopsis* sp., *Pityophyllum Nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Carpolithes eimtus* Nath., *Neocalamites* sp.

Разрез юры на Тункинских гольцах, на водоразделах рек Шумака и Билюты описан И. П. Бузиковым следующим образом (снизу, мощность в метрах):

1. Серые массивно-слоистые полимиктовые конгломераты с редкими тонкими (до 2 см) линзовидными прослоями черного углистого мелкозернистого песчаника, содержащего отпечатки растений (оставшихся неопределенными). Цемент конгломератов — мелкий гравелист и песчаник — скрепляет хорошо окатанную, размером от 1 до 15 см, гальку метаэффузивов, кварцита, кварца, черного глинисто-известкового сланца и известняка

80

2. Выше по разрезу конгломераты сменяются серыми и темно-серыми полимиктовыми песчаниками

25

3. Песчаники сменяются черными тонкослоистыми углисто-глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с прослоями серого песчаника и тонкими (до 10 см) линзовидными прослоями плотного блестящего угля

до 90

4. Темные мелко- и крупнозернистые песчаники с подчиненными прослоями углисто-глинистых сланцев

80

Общая мощность не превышает 370—400 м.

Залегание юры на вершинах Тункинских гольцов наряду с ее моласоидным составом свидетельствует о глубоких преобразованиях рельефа Восточного Саяна в послепермское время. Вместе с тем крайне интересно, что протерозойская метаморфическая толща в виде чешуи здесь надвинута на верхние, интенсивно смятые горизонты юры, тогда как нижние горизонты, вдали от поверхности надвига, лежат практически горизонтально. Как известно, надвиги древних толщ на юру составляют весьма характерную черту тектоники Прибайкалья.

В соседнем районе Восточного Саяна юрские отложения в виде конгломератов, песчаников и слабо сцементированных алевролитов залегают в небольшом грабене по р. Хужиртай-Голу (бассейн р. Оспы). Конгломераты, слагающие низы толщи, лежат на выветрелой поверхности протерозойских гранитоидов и плохо отсортированы. Песчаники имеют полимиктовый состав, псаммитовую и алевролитовую структуру, косослоисты, содержат отпечатки листьев и древесных стволов. Видимая мощность отложений 150—200 м.

По данным палинологической лаборатории Иркутского геологического управления, песчаники содержат юрский спорово-пыльцевой комплекс (*Leiotriletes grabrescens* (Mal.) Bolch., *Acanthotriletes*, *Picea*, *Podocarpus*, *Coniferae*, *Cycadaceae*). Залегание юры спокойное. Н. Д. Соболев (1962) наблюдал здесь прорывание слоев юры дайкой пегматита, но этот факт отрицается В. П. Арсентьевым и А. Н. Артемьевым, специально изучавшими выходы юры по р. Хужиртай-Голу.

Приведенные данные указывают на существование на площади Восточного Саяна в юрском периоде гористой суши и межгорных впадин, заполнявшихся местным терригенным материалом. Во впадинах происходило слабое местное угленакпление.

Среднеюрские отложения

Среднеюрские отложения на юге Бурятии распространены на небольших площадях вдоль северных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы и вдоль южного склона хребта Цаган-Дабан. В составе среднеюрских толщ хорошо различимы две фации пород — конгломератовая (березовская свита) и песчано-сланцевая угленосная (тугнуйская свита). Разрез первой свиты изучен в низовьях р. Селенги Н. С. Шатским (1933), а затем более детально С. М. Замираевым. По данным последнего, разрез свиты в бассейне рч. Еловки, левого притока р. Селенги, рисуется в следующем виде (снизу, мощность в метрах):

1. Конгломераты зеленовато-серого цвета с хорошо окатанными гальками различного размера. Видимая мощность	200
2. Зеленовато-серый плотный полимиктовый песчаник с обуглившимися растительными остатками	75
3. Конгломераты зеленовато-серые с песчаным цементом	120
4. Переменяемость тонкослоистых кремнисто-глинистых сланцев и сливных полимиктовых песчаников	175
5. Пласт конгломерата, по составу аналогичного конгломератам первого горизонта	25
6. Переменяемость песчаников и глинистых сланцев, отдельные прослои кремнистых сланцев. В сланцах обильны растительные отпечатки и остатки древесины	225
7. Конгломераты с песчаным цементом	200
Общая мощность свиты 1085 м	

В долине рч. Ангыра, левого притока р. Итанцы, в составе свиты, по данным Н. П. Михно, преобладают конгломераты, которым подчинены маломощные пласты сливных полимиктовых песчаников. Видимая мощность свиты здесь равна 1500 м.

В верховьях р. Уды разрез среднеюрской толщи (удинская свита) описан П. М. Хреновым. Снизу отложения удинской свиты начинаются базальными конгломератами, залегающими на размытой поверхности вулканогенной толщи триаса. Среди конгломератов в виде прослоев и маломощных пластов встречаются полимиктовые грубозернистые песчаники. Мощность конгломератового горизонта около 400 м.

Над конгломератами залегают песчаники, среди которых выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности, а также туфо-песчаники, в которых наряду с обломками гранитоидов и эффузивных пород присутствует туфовый материал. Выше по разрезу песчаники сменяются глинистыми сланцами.

Местами в верхах свиты песчаникам и сланцам подчинены мощные покровы андезитов. Мощность песчано-сланцевого горизонта 100—150 м.

По наблюдениям Н. П. Михно, песчаникам и глинистым сланцам подчинены также пласты кремнистых сланцев, иногда со своеобразными звездчатыми образованиями, возможно представляющими флористические остатки, и маломощные угольные пропластки.

В бассейне рч. Хонхойки (приток р. Сухары) в разрезе свиты преобладают конгломераты, иногда крупноглыбовые, которые в средней части свиты содержат пласты сливных полимиктовых песчаников и кремнистых сланцев.

Конгломераты березовской свиты (рис. 39) — это средне- и крупногалечные породы буровато- и желтовато-серой окраски. В большинстве случаев (реки Еловка, Ангыр) обломочный материал конгломератов очень хорошо механически обработан и отсортирован, реже (долина рч. Хонхойки) обработка галечного материала менее совершенна, хотя и в этом случае угловатых обломков в конгломератах не наблюдалось. Гальки имеют округлую и эллипсоидальную форму, часто поверхность их как бы отполирована и покрыта черной железо-марган-

цевой корочкой. Расположение галек беспорядочное. В составе галк присутствуют основные и кислые эффузивы, их туфы и туфобрекчи тамирской, петропавловской и цаганхунтейской свит, лейкократовы граниты. Цемент конгломератов песчаниковый, часто наблюдается его ороговикование и развитие новообразованных чешуек биотита.

Песчаники, подчиненные конгломератам и присутствующие в средней части разреза свиты, представляют собой плотные мелко-, реже среднезернистые породы темно-серой и желтовато-серой окраски.

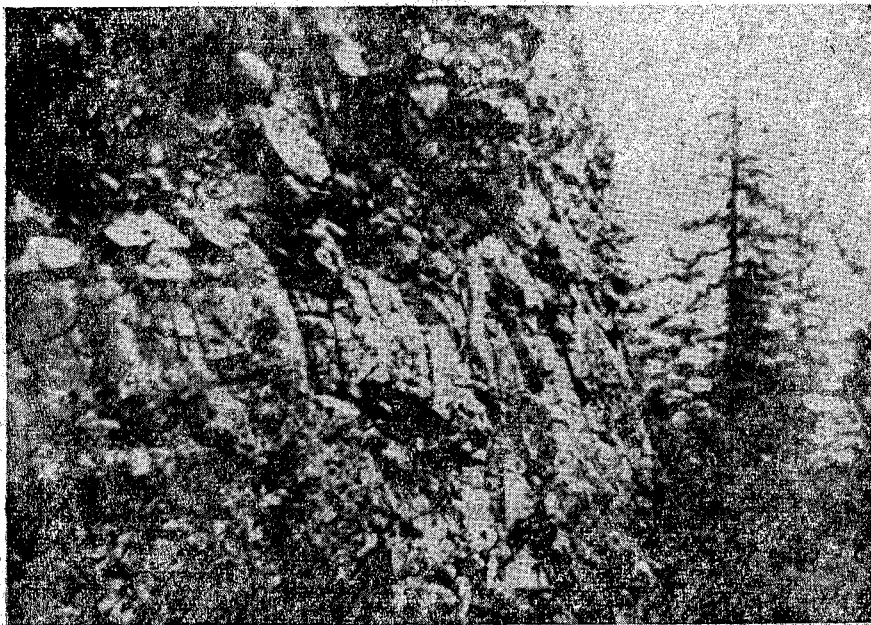


Рис. 39. Конгломераты березовской свиты. Долина рч. Ангыра.
Фото Н. П. Михно

В песчаниках березовской свиты в верховьях р. Уды наблюдаются своеобразные эллипсоидальные конкреции, иногда весьма правильные, возможно представляющие неопределимые органические остатки. Слоистость в песчаниках параллельная, отчетливо выраженная. По составу среди песчаников преобладают полимиктовые, но имеются и аркозовые разновидности. Цемент их микрогранобластовый, кварцево-слюдистый.

Алевриты и глинистые сланцы характеризуются тонкосланцеватым сложением и темно-серой, изредка почти черной окраской. В сланцах иногда обильны обугленные растительные остатки. Структура этих пород микрозернистая, в их составе участвуют обломки различных минералов и пелитовое, часто перекристаллизованное вещество.

Кремнистые сланцы, образующие маломощные пласты среди песчаников и сланцев, имеют желтоватую и желтовато-серую окраску и микрозернистое сложение.

Эффузивы, обнаруженные в разрезе березовской свиты в верховьях р. Уды, представлены андезитовыми порфиритами и андезитами.

Таким образом, особенностями березовской свиты являются ее преимущественно терригенный состав, очень хорошая механическая обработка галечного материала, наличие кремнистых сланцев и повсеместно наблюдаемые явления метаморфизма — перекристаллизация цемента, новообразования биотита.

Песчано-сланцевая угленосная фация средней юры (тугнуйская

свита) установлена в Тугнуйской депрессии. Углепоисковым бурением в низах свиты обнаружены основные эффузивы, мощность которых пока неизвестна.

Над эффузивами залегает толща мелкокластических пород — аргиллитов, алевролитов, тонкозернистых песчаников, которым подчинены пласты каменных углей. При этом с подстилающими вулканогенными породами тонкокластические осадки связаны переходами через туфогенные осадки.

Выше по стратиграфическому разрезу появляются слои средне- и крупнообломочных, сравнительно плохо отсортированных кварцево-полевошпатовых песчаников и гравелитов, иногда косослоистых. В низах терригенной толщи залегает хорошо выдержанный угольный пласт (Тугнуйский 1). В кровле и почве этого пласта собраны многочисленные остатки пластинчатожаберных моллюсков родов *Pseudocardinia*, *Tutuella*, *Sibireconcha* и *Ferganconcha*. Таким образом, близ основания терригенной толщи выявлен маркирующий фаунистический горизонт. Мощность терригенной части разреза тугнуйской свиты около 380 м.

Из-за плохой обнаженности взаимоотношения между конгломератовой и песчано-сланцевой фациями пока не выяснены, но можно думать, что первая является краевой, а вторая отражает условия седиментации в центральных частях бассейнов среднеюрского осадконакопления. Такое соотношение фаций наблюдается, например, в Иркутском среднеюрском бассейне.

На тугнуйской свите без видимого несогласия залегает свита терригенных пород, названная В. М. Скобло галгатайской. Она сложена грубыми аркозовыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами при подчиненном значении тонкообломочных и глинистых пород. Мощность свиты около 500 м.

В отложениях свиты многочисленны остатки юрских ганоидных рыб¹; в обнажении у дер. Сутай, по р. Хилку в пачке «бумажных» (не битуминозных) сланцев найдены их целые отпечатки. Указания исследователей (Г. Г. Мартинсон и др.) на присутствие в Сутайском разрезе остатков рыб рода *Lycoptera*, свойственных уже низам нижнего мела, не подтверждены новыми сборами (Г. А. Дмитриев, В. М. Скобло). Кроме остатков рыб, в отложениях галгатайской свиты собраны многочисленные остатки остракод рода *Timiriasevia*, представленные новыми, еще не описанными видами.

Среднеюрский возраст свиты определяется по флористическим и фаунистическим данным. В песчаниках и сланцах в бассейне речек Еловки и Хонхолойки собраны отпечатки *Czekanowskia regida* Неег и др., а в Тугнуйской депрессии в тонкокластических осадках найдены фаунистические остатки, среди которых преобладают остатки пелеципод *Pseudocardinia* и *Tutuella*, характерных для средней юры многих районов Восточной и Центральной Азии (Китай, Якутия, Тува, Западная Сибирь, Ферганская депрессия и др.).

По характеру разреза и составу слагающих пород березовская и тугнуйская свиты Западного Забайкалья имеют много общих черт со среднеюрскими отложениями Иркутского амфитеатра, на что впервые обратил внимание Н. А. Флоренсов (1954а), сравнивавший березовскую свиту района рч. Еловки с так называемой байкальской «фацией» средней юры Иркутского бассейна.

Что касается галгатайской свиты, то существует мнение, что она может являться терригенным аналогом вулканогенной хилокской свиты

¹ Эти остатки определены В. Н. Яковлевым как *Turgoniscus reissi* Яковл. и отнесены им к верхней юре на основании сходства с верхнеюрскими рыбами Каратау.

верхней юры (В. М. Скобло). Однако убедительных данных для такой параллелизации в настоящее время нет, зато имеются косвенные данные против нее, а именно: отсутствие видимого несогласия между свитами тугнуйской и галгатайской.

Наличие в составе среднеюрских отложений грубообломочных, характеризующихся весьма совершенной механической обработкой осадков, наряду с которыми присутствуют пласты кремнистых сланцев, указывает, по-видимому, на значительные размеры бассейнов осадконакопления, с доватальщю, с фрагментарность ныне наблюдаемых площадей распространения березовской, тугнуйской (удинской) и галгатайской свит.

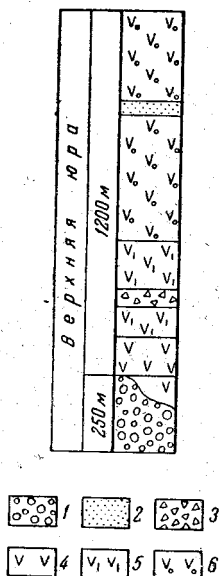


Рис. 40. Разрез хилокской свиты (сводный)

1 — туфоконгломераты; 2 — туфопесчаники; 3 — туфобрекчии; 4 — базальтовые порфириды, массивные и осенные; 5 — андезитовые порфириды («стебельчатые»); 6 — трахиандезитовые порфириды, базальтовые порфириды, трахиты, часто миндалекаменные

Верхнеюрские отложения

Осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования верхнеюрского возраста распространены только в южной части Западного Забайкалья. Выходы их образуют прерывистые полосы, вытянутые в северо-восточном направлении вдоль цепочек нижнемеловых тектонических впадин, но развиты вулканогенные верхнеюрские образования не в пределах последних, а в их горном обрамлении, нередко на значительном расстоянии от впадин.

Во всех районах распространения хилокской свиты строение ее в общих чертах однообразное: в низах разреза залегают осадочно-туфогенные, иногда довольно грубообломочные породы, а в верхах — покровы лав и подчиненные им туфы и туфобрекчии (рис. 40).

Нередко базальные горизонты свиты (конгломераты) залегают на коре глубокого выветривания более древних пород, что отмечалось многими исследователями Западного Забайкалья (П. М. Клевецким, Б. А. Ивановым, А. С. Струговым и др.).

Мощность нижнего горизонта свиты варьирует в широких пределах — от 10 до 100—120 м, а мощность верхнего вулканогенного горизонта достигает 1000—1200 м. Общая мощность свиты 1000—1310 м.

В нижнем горизонте наблюдается переслаивание конгломератов и песчаников, которым подчинены линзы и более выдержанные прослои алевролитов и глинистых сланцев, содержащих большое количество туфогенного материала (рис. 41). Мощность таких прослоев от 5 до 20 см. Иногда обломочные породы включают маломощные покровы основных эффузивов. Строение верхней вулканогенной части разреза свиты изучено недостаточно, но в целом следует отметить преобладание в ее низах основных эффузивов, а в верхах — средних и субщелочных, а также пирокластических образований.

Конгломераты, обычно приуроченные к низам свиты, в большинстве случаев характеризуются буровато-серой окраской с зеленоватым оттенком. По крупности галечного материала они изменяются от мелкогалечных до крупногалечных. Обломочный материал конгломератов сравнительно плохо механически обработан и плохо отсортирован; наряду

с хорошо окатанными гальками встречаются угловатые обломки и щебень подстилающих пород.

В составе галечного материала преобладают эффузивы — базальтовые порфиры, диабазовые порфиры, диабазы, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, ортофиры, кератофиры, туфы и туфобрекчии основных и кислых эффузивов. Иногда (бассейн р. Сухары) в конгломератах много гальки гранитоидов, среди которых встречены лейкократовые розовые граниты с округлыми зернами белого кварца, граносиениты,

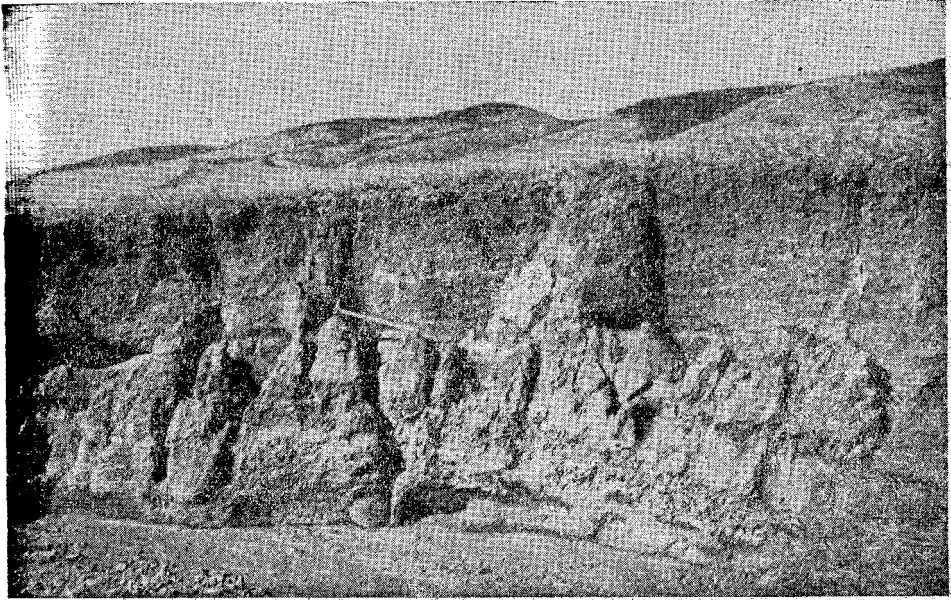


Рис. 41. Выход верхнеюрских вулканогенно-осадочных образований в Гусиноозерской впадине. На заднем плане отроги хребта Хамбинского.
Фото Н. А. Флоренсова

сиениты, гранодиориты, эгириновые и эгирин-арфведсонитовые граниты. Реже встречается галька метаморфических пород. В некоторых случаях среди галек присутствуют эффузивы, которые находятся в описываемых конгломератах также в виде пластовых тел.

Цемент конгломератов туфовый, с обильными обломками вулканического стекла, к которому изредка в том или ином количестве присоединяется карбонатный и песчано-глинистый материал. Очень редко (окрестности пос. Гегетуй, падь Тасархой) конгломераты цементируются лавовым материалом (андезитовый порфирит). В зависимости от состава цемента меняется окраска конгломератов: при туфогенном цементе буровато-зеленовато-серая, при лавовом — буро-фиолетовая.

Туфопесчаники и туфосланцы встречаются только в виде маломощных прослоев и линз среди конгломератов, реже среди туфобрекчии. Окраска песчаников серовато-желтая, буроватая и серо-зеленая. Слагающий песчаники обломочный материал плохо обработан и плохо отсортирован. Цемент существенно пепловый. Туфосланцы, как и туфопесчаники, имеют зеленовато-серую и серую окраску. Слоистость иногда грубая, иногда очень тонкая.

В сланцах в районе пос. Гегетуй собрана флора, представленная *Sphenopteris* aff. *petiolipinulata* V a s., *S.* aff. *gracillima* Heer, *Ctenis* sp.

(определения В. А. Вахрамеева). В 1943 г. А. С. Струговым в береговых обрывах р. Хилка в прослое сланцев, залегающем среди грубо-обломочных пород, обнаружены остатки растения, определенного В. Д. Принадой как *Podozamites gramineus* Sli. В верхнеюрских же сланцах собраны отпечатки папоротника, близкого к *Ruffordia goerpertii* S e w. Вблизи дер. Береговой на р. Чикое в прослое сланцев, подчиненных песчаникам, заключенным среди покровов порфиритов хилокской свиты, Н. А. Флоренсовым собрана фауна *Ferganococoncha subcentralis* Tschern., *F. curta* Tschern., *F. sibirica* Tschern., *F. cf. estheriaeformis* Tschern. (?), *Ferganococoncha* sp. (определения Г. Г. Мартинсона).

Эффузивы в основном приурочены к верхней части свиты, где они слагают мощные покровы, разделенные пачками пирокластических образований. Окраска эффузивных пород сравнительно светлая — пепельно-серая, пепельно-фиолетовая, буровато-серая, белесовато-серая, реже темно-серая, почти черная. Микроскопическими исследованиями среди эффузивных пород свиты выделены трахиандезитовые порфириты, плагиоклазовые порфириты, витробазальты, трахиты, их туфы и туфобрекчи. Трахиандезитовые порфириты наряду с плагиоклазовыми порфиритами пользуются в разрезе свиты наибольшим распространением. Это пепельно-серые, сиреневые, зеленовато- и буровато-серые, иногда пористые, иногда плотные, часто миндалекаменные породы. Миндалины в них то редки, то обильны, округлой или вытянутой («стебельчатой») формы; они выполнены зеленым хлоритом, кальцитом, шабазитом, исландским шпатом, нефедьевитом, халцедоном и кварцем. При выветривании миндалекаменные разновидности приобретают красивую поверхность с выступающими на ней выпуклыми разноцветными миндалинами.

Структура трахиандезитов порфировая, структура основной массы гиалопилитовая и трахитовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, базальтической роговой обманкой, калиевым полевым шпатом, моноклинным и ромбическим пироксеном, биотитом и щелочной роговой обманкой. Плагиоклаз, судя по максимальному углу симметричного угасания, относится к олигоклазу. Базальтическая роговая обманка обычно интенсивно опацифицирована. Моноклинный пироксен имеет бледную голубовато-зеленоватую окраску, угол $cNg=58^\circ$. Ромбический пироксен образует хорошо сформированные призматические кристаллы, бесцветен, содержит в большом количестве неопределимые пылевидные включения, придающие минералу в проходящем свете буроватый оттенок. Присутствие ромбического пироксена с его своеобразной окраской, не встречающегося ни в петропавловских, ни в цаганхунтейских эффузивах, по мнению Н. П. Михно, позволяет легко устанавливать принадлежность эффузивов к верхнеюрскому комплексу.

Основная масса породы слагается лейстами плагиоклаза (олигоклаз), мелкими призмами моноклинного пироксена, зернами рудного минерала и вторичными минералами — хлоритом, серицитом, окислами железа, частично развивающимися за счет стекловатого базиса.

Плагиоклазовые порфириты макроскопически характеризуются более темной окраской — серой, зеленовато-серой, иногда почти черной. Этим породам при их выветривании свойственно образование словно изъеденной оспой поверхности, на которой выступают более светлые, чем основной фон, мелкие (0,2—0,4 см) участки («оспинки») округлой или многогранной формы. Описываемые породы состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, рудного минерала, хлорита и серицита. Вкрапленники представлены плагиоклазом, очень редко нерешетчатым калиевым полевым шпатом.

Трахибазальтовые порфириды встречаются значительно реже описанных разновидностей и обычно имеют порфировое сложение, серую и бурую, иногда буро-фиолетовую окраску. Структура породы в целом порфировая, а основной массы — от андезитовой до трахитовой. Состав: плагиоклаз, оливин, авгит, эгирин-авгит, альбит, рудный минерал, апатит и вулканическое стекло. Вкрапленники представлены плагиоклазом (олигоклаз-андезин), авгитом и оливином. Последний обычно разложен и замещен вторичными минералами. Основная масса породы состоит из лейст плагиоклаза, между которыми располагается дивитрофицированное стекло.

Андезито-трахиты встречены среди других верхнеюрских пород в верховьях р. Уды. Это плотные пепельно-серые породы порфирового сложения с трахитовой или ортофировой основной массой. Порфировые вкрапленники представлены в них калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, роговой обманкой и пироксенем. Нередко наблюдается обрастание плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Роговая обманка обыкновенная, пироксен — диопсид (cNg 33°). Основная масса породы складывается то изометричными, то удлиненными мелкими зернами калиевого полевого шпата и чешуйками серицита.

Гиалоандезиты встречены в составе верхнеюрских эффузивов на западном берегу Гусиного озера. Эти плотные темно-красные породы имеют гиалопилитовую структуру и миндалекаменную текстуру. Порода сложена бурым стеклом, в котором рассеяны тонкие лейсты андезина и мелкие зерна рудного минерала.

Ортофиры встречены в хилокской свите в верховьях р. Уды и в низовьях р. Чикоя, характеризуются буровато-коричневой окраской и плотным сложением и содержат редкие миндалины, выполненные кварцем, хлоритом и кальцитом. Порфировые вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом. Основная масса имеет ортофиртовую структуру и состоит из короткопризматических зерен калиевого полевого шпата, небольшого количества призматических выделений плагиоклаза и рудного минерала.

Положение хилокской свиты в разрезе мезозоя Западного Забайкалья определяется следующими данными:

1. Туфопесчаники и туфосланцы хилокской свиты содержат остатки растений, среди которых присутствуют формы, характерные для верхней юры Сибири.

2. В Тугнуйской депрессии породы хилокской свиты перекрывают отложения березовской среднеюрской свиты.

3. Березовская свита там, где она залегает в непосредственной близости от хилокской, при одинаковом или близком литологическом составе метаморфизована значительно интенсивнее последней.

4. В ряде пунктов (падь Худога, Боргойская степь и др.) эффузивы хилокской свиты перекрыты с угловым несогласием нижнемеловыми осадками гусиноозерской серии. Местами гусиноозерская серия перекрывает также прорывающие хилокскую свиту субвулканические породы хребта Дабхор.

Все эти данные позволяют довольно уверенно относить хилокскую свиту к верхней юре, что подтверждается также полной аналогией состава вулканических продуктов хилокской свиты и бырчинокой серии Восточного Забайкалья, состоящей из андезитов, андезито-базальтов, плагиоклазовых порфиритов и трахиандезитов.

Нижне-среднемезозойский этап развития южной части Бурятии характеризуется рядом своеобразных черт, существенно отличающих его от более ранних — палеозойских и более позднего — верхнемезозойского этапов развития.

В нижнем мезозое в южной части Бурятии обособилась подвижная зона, в которой протекала бурная вулканическая деятельность. Накопление осадочно-вулканогенных толщ (от тамирской свиты до хилокской) происходило на обширных площадях, и домезозойский фундамент выступал, по-видимому, только местами, слагая положительные формы рельефа. Об этом свидетельствует галечный материал вулканогенных толщ, состоящий из синхронных этим толщам эффузивов и лишь в очень незначительном количестве из более древних пород (исключая базальные конгломераты; где древние породы в составе галек довольно обильны), и то встречающихся далеко не повсеместно. Вместе с тем характер пространственного распределения вулканогенных толщ и особенности их вещественного состава исключают накопление вулканогенных толщ в межгорных впадинах современного рельефа, как это предполагалось некоторыми исследователями (М. С. Нагибиной, Н. А. Флоренсовым и др.). Некоторая приуроченность ныне наблюдаемого распространения вулканогенных толщ нижнего и среднего мезозоя к верхнемезозойским впадинам является следствием денудационных процессов, уничтоживших вулканогенные толщи в пределах новейших положительных структур.

Этапы общего погружения и накопления осадочно-вулканогенных толщ в ниже- и среднемеозойское время сменялись этапами складкообразования и по крайней мере двукратного внедрения интрузивных масс. В среднеюрское время имело место некоторое замедление тектонических движений и резкое сокращение вулканической деятельности, давшей новую вспышку в верхнеюрскую эпоху.

Палеогеографические условия отдельных этапов нижнего — среднего мезозоя на юге Бурятии остаются до настоящего времени неясными. Лишь наличие мощной коры химического выветривания, происшедшего как в триасовое, так и в предверхнеюрское время, указывает на влажный и теплый климат первой половины мезозоя. Характер растительности, сохранившейся в редких отпечатках ограниченного числа форм, не противоречит этому выводу.

Рельеф на юге Бурятии в рассматриваемое время, очевидно, претерпевает резкие изменения, эволюционируя от резко расчлененного, возникавшего в этапы усиленных поднятий (мощные толщ грубых базальных конгломератов), до относительно выровненного денудацией (а не вулканической планацией, судя по составу лав) в последующие отрезки времени.

Несколько своеобразные палеогеографические условия — более типичные для верхнего мезозоя Забайкалья — существовали в среднеюрское время, когда вулканическая деятельность шла на убыль, а на обширных низменных пространствах, покрытых пышной растительностью, происходило накопление торфяников. Однако на месте современного Прибайкалья и в это время преобладал расчлененный горный рельеф, обусловивший широкое развитие безугольных конгломератовых фаций.

Условия накопления верхнеюрских отложений пока еще совсем не изучены. Тем не менее несомненно, что в начальные моменты накопления верхнеюрских осадочно-вулканогенных толщ рельеф южной части Бурятии был достаточно расчлененным и что основными элементами развивающегося ландшафта были межгорные впадины, включавшие мелкие озерные водоемы и разнообразные вулканические сооружения.

Несмотря на отдельные вариации в составе разрезов и относительной количественной роли вулканических продуктов (лав и пирокластов), а также вспышку углеобразования в среднеюрскую эпоху, триасовые и юрские толщ юга Бурятии должны быть отнесены к единой кон-

тинентальной формационной группе, тектонической канвой которой было существование и развитие межгорных впадин. Эту группу характеризует переплетение во времени (а также частично и в пространстве) вулканогенной, молассоидной и угленосной формаций. Обособленно — только по молассоидному типу — развивался, и то в сравнительно короткое время (среднеюрское?), в мезозое Восточный Саян.

С ниже- и среднемеозойскими осадочно-вулканогенными толщами Бурятии связаны каменные угли (тугнуйская свита), разнообразные вулканические строительные материалы и поделочные камни (яшмы, халцедоны). Последние широко применялись человеком в позднем палеолите и неолите, а в настоящее время не используются.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

На территории Бурятии меловые отложения, представленные исключительно пресноводными осадками нижнего отдела системы, выполняют многочисленные тектонические депрессии.

Изучение этих отложений имеет длительную историю. Впервые на угленосные отложения Селенгинской Дáурии обратил внимание И. Д. Черский (1886а), считавший их возраст третичным. В. А. Обручев (1914) вначале присоединился к мнению И. Д. Черского, но позже, после первых же определений собранных им флористических остатков, отнес эти отложения к юре.

Позже А. П. Герасимов в сходных по литологии песчано-глинистых отложениях с р. Витима обнаружил остатки пресноводной фауны, определенной И. Эггером и О. Н. Рейсом и сопоставленной ими с нижнемеловой фауной из тургинских сланцев Восточного Забайкалья. Тем не менее возраст пресноводных отложений с обильными остатками флоры, распространенных в многочисленных межгорных впадинах Западного Забайкалья и известных своей угленосностью, продолжали считать юрским. Поиски и разведка углей вовлекли в изучение толщи, вмещающей угольные пласты, широкий круг исследователей. В 30-х годах текущего столетия угленосные отложения Западного Забайкалья одни геологи безоговорочно сопоставляли с нижнемеловыми тургинскими отложениями, другие же, учитывая юрский облик заключенных в них флористических остатков, настаивали на переходном возрасте этих отложений — верхнеюрско-нижнемеловом.

Находки остатков динозавров (Гусиное озеро, р. Хилок) и моллюсков, часть которых была отнесена к пеллециподам *Ferganiconcha*, найденным в юрских отложениях Средней Азии и описанным В. И. Чернышевым, дополнили ранние палеонтологические сборы, но не решили спора в целом. Проблемой возраста угленосных отложений Западного Забайкалья углубленно занимались В. Д. Принада, Б. А. Иванов, В. Н. Верещагин и многие другие. Все они допускали наличие как юрских (средне- или верхнеюрских) угленосных отложений, так и нижнемеловых, но придавали им различное значение и отводили неодинаковое место в разрезе.

Наиболее полно и всесторонне этот вопрос был изучен Б. А. Ивановым, считавшим, что угленосные отложения Забайкалья имеют преимущественно нижнемеловой возраст, хотя, по-видимому, среди них есть и верхнеюрские угленосные слои, отделенные от нижнемеловых несогласием (Иванов, 1949б). Разновозрастными (в рамках средней юры — нижнего мела) угленосные отложения Забайкалья считали также М. С. Нагибина (1951) и Н. А. Флоренсов (1945а). Г. Г. Мартинсон и Ч. М. Колесников, основываясь на личных многолетних биостратиграфических исследованиях, настаивают на том, что угленосная серия

Забайкалья, несмотря на пестроту фаций, отражает общий разрез от средней юры до нижнего мела включительно.

В последние годы в связи с новыми находками обильной ископаемой фауны (В. М. Скобло, Г. А. Дмитриев) по-новому стали подходить к оценке возраста мезозойских буроугленосных отложений.

Поскольку их разрез в Гусиноозерской впадине наиболее полон, для обозначения рассматриваемых образований в литературе закрепился термин «гусиноозерская серия» (Флоренсов, 1960а). Детальные биостратиграфические исследования стратотипического гусиноозерского разреза, проведенные В. М. Скобло в 1958—1960 гг., определяют, по мнению этого исследователя, нижнемеловой возраст всех отложений серии, вопреки существующим воззрениям об их разновозрастности, в интервале от средней юры до нижнего мела¹ включительно (Мартинсон, 1955).

Остатки нижнемеловой фауны в настоящее время также известны в низах осадочных толщ, выполняющих впадины Витимского плоскогорья, Сосновоозерскую, Иволгинскую, Оронгойскую, Гегетуйскую, Шаралдайскую, Кижингинскую и Хилок-Чикойскую депрессию в районе Окино-Ключевского месторождения угля. Несмотря на литолого-фациальное своеобразие разрезов в каждой отдельной впадине, все они обладают известным сходством в отношении последовательности чередования осадков различных фациальных групп. Это обстоятельство положено в основу местных стратиграфических схем угленосных отложений в Западном Забайкалье: обычно выделяется базальная конгломерато-песчаниковая свита, постепенно сменяемая свитой тонкообломочных глинистых пород, которая перекрывается буроугольной продуктивной свитой². Последняя по степени угленасыщенности при разведочных работах иногда подразделяется на горизонты.

В результате многолетних буровых работ и благодаря сравнительно хорошей обнаженности принципиально важные для стратиграфии структурные элементы Гусиноозерской депрессии (такие, как базальное положение конгломератов западного побережья озера, общее моноклинальное залегание пород) установлены достаточно определенно. Выявленное распределение по разрезу остатков остракод и моллюсков дает возможность широко использовать при расчленении и корреляции разрезов континентального мела Бурятии наряду с другими и палеонтологический метод. Однако более низкая степень изученности меловых отложений за пределами Гусиноозерско-Загустайского района препятствует таким комплексным исследованиям.

С одной стороны, угленосные толщи некоторых впадин, в том числе и довольно крупных, весьма слабо фаунистически охарактеризованы, что крайне затрудняет их датировку, не говоря уже о выделении отдельных свит и горизонтов. Так, о нижнемеловом возрасте угленосных отложений Хилок-Чикойской депрессии вне площади Окино-Ключевского месторождения можно судить только предположительно, основываясь на степени метаморфизма, углей и прочих косвенных признаках. Нет надежного палеонтологического материала и для разреза Боргойской впадины. С другой стороны, обширный комплекс моллюсков в отложениях Дабан-Горхонской котловины (верховья р. Уды) указывает на

¹ В то же время по сообществу пеллеципод родов *Pseudocardinia*, *Tutuella*, *Sibireconcha* был установлен юрский (средне- и верхнеюрский) возраст отложений Тугнуйской впадины, отличающихся от нижнемеловых более высокой степенью метаморфизма и наличием пластов каменных углей. Термин «гусиноозерская серия» В. М. Скобло, таким образом, распространяет лишь на отложения нижнемелового возраста.

² В Сангинской котловине, в Джидинском районе, развита, кроме того, надпродуктивная безугольная свита.

их принадлежность к меловой системе, но непригоден для дробного стратиграфического расчленения из-за однотипности пелеципод и гастропод (в принятых объемах видов) по всему разрезу. Таким образом приходится оперировать данными литологических разрезов, которые в условиях резкого колебания угленасыщенности синхронных отложений, фациальной изменчивости слоев и пачек также малонадежны для обоснованной и однозначной корреляции слоев и свит даже на площади одной впадины.

Вместе с тем большая мощность терригенного мезозоя во многих других депрессиях, его фациальное и формационное родство с гусиноозерской толщей (серией) содержат потенциальную возможность создания дробной, палеонтологически обоснованной региональной стратиграфической схемы. Эту возможность необходимо реализовать в практике геологических работ.

Данные по Гусиноозерско-Загустайскому району излагаются подробно; описание других разрезов нижнего мела Бурятии приводится в кратком виде.

ГУСИНООЗЕРСКАЯ ВПАДИНА

Предлагается следующая стратиграфическая схема¹ отложений гусиноозерской серии (рис. 42)²:

Валанжин — готерив	$\left\{ \begin{array}{l} 1. \text{ Муртойская свита — } Cr_1^1 m. \\ 2. \text{ Убукунская свита — } Cr_1^2 u. \\ 3. \text{ Селенгинская свита — } Cr_1^3 sel. \end{array} \right.$
Готерив — баррем	
Апт — альб	
	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Горизонты: нижний, средний и верхний.} \\ 4. \text{ Байнзурхенская свита — } Cr_1^4 bz. \\ 5. \text{ Холбольджинская свита — } Cr_1^5 chl. \end{array} \right.$

1. Муртойская³ свита ($Cr_1^1 m$) развита на северо-западном склоне Гусиноозерской котловины вдоль подножий Хамбинского хребта. На подстилающих эффузивных образованиях среднего, реже основного состава свита залегает с размывом, но без существенного углового несогласия, что подтверждается ориентировкой текстур течения в порфиритах (падение ЮВ 130—140° под углом 20—30°), согласующейся с элементами залегания перекрывающей осадочной толщи.

Кроме того, в одной из промоин вблизи оврага Муртой обнаружены породы пирокластического происхождения (туфопесчаники и туфоалевролиты), которые зафиксированы и в разрезах некоторых скважин Тамчинского и Баратовского участков. Наличие пирокластов также может указывать на отсутствие значительного перерыва между порфиритовым комплексом и муртойской свитой, а вышеотмеченный размыв увязывается с пролювиальным генезисом базальных слоев гусиноозерской серии.

Почти непрерывный разрез отложений свиты вскрыт оврагами южнее пади Нарин-Гол. Литологически свита здесь может быть подразделена на конгломератовый и песчаниковый горизонты. В низах первого преобладают крупногалечные и валунные разновидности. Сортировка обломочного материала слабая, но тем не менее в конгломератовой толще различимы отдельные пласты.

¹ Приведенные сопоставления местных свит с общепринятыми (для морских отложений) подразделениями нижнего мела имеют предположительный характер. — *Ред.*

² Рассматривая разрез рис. 42 следует иметь в виду, что по последним данным, *Cypridea «globra»* переопределена как *C. scutata*, формы *Darwinula «bainzurchensis»* и *D. micronata* отнесены соответственно к видам *D. secunda* и *D. murtoensis*, а *Zeajina defensa* перенесена в род *Limnocypridea*. Униониды *Cuneopsis «olgensis»* и *Unio «triangularis»* ныне именуются Г. Г. Мартинсоном *C. lanceolata* и *U. martinovae*.

³ Впервые выделена под этим названием М. Я. Лоскутниковым в 1955 г.

Уже в 20—25 м выше кровли порфиритового комплекса в конгломератах появляются маломощные прослои мелкозернистых глинистых песчаников иногда с рассеянным гравием. Подмечено, что такие прослои чаще приурочены к пластам валунных конгломератов. Стратигра-

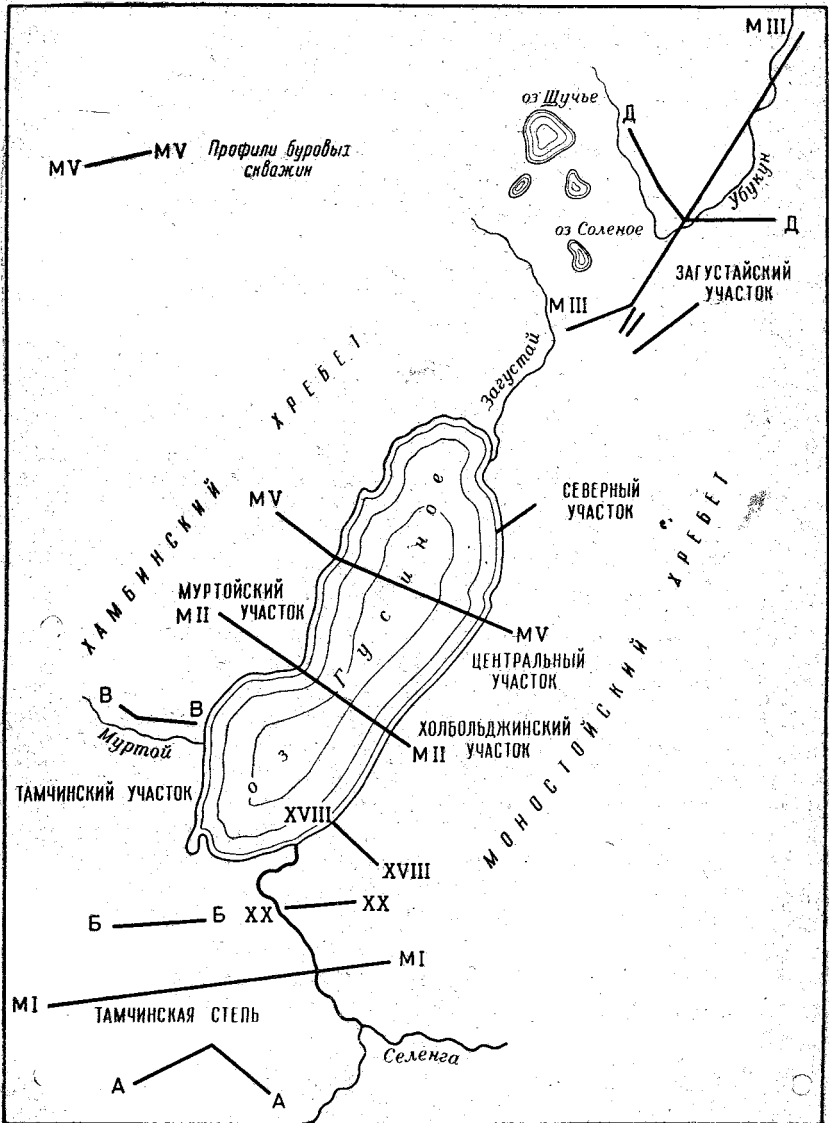


Рис. 43. Обзорная карта Гусиноозерско-Загустайского района

фически выше число и мощность песчаных прослоев постепенно увеличиваются и улучшаются сортировка и окатанность обломков как в конгломератах, так и в песчаниках, причем конгломераты становятся средне- и мелкогалечными. Петрографический состав галек указывает, что и в верхнем мезозое питающей провинцией являлось горное обрамление западного борта впадины. Цемент конгломератов песчаный, песчано-глинистый.

Верхняя часть разреза свиты сложена светло-серыми косослоис-

тыми мелко- и среднезернистыми, сравнительно хорошо отсортированными кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями темно-серых аргиллитов (иногда углистых), алевролитов, алевроитовых и тонкозернистых песчаников.

Приведенный разрез свиты за пределами Муртойского участка подвержен значительным изменениям. К северу, по линии профиля МII—МIII (скв. 873), песчаниковый горизонт только намечается учащением прослоев песчаников в верхах конгломератовой толщи. Еще далее к северу, близ края депрессии, муртойская свита представлена почти исключительно конгломератами. К югу от Нарингольских оврагов по разведочной линии В—В (скв. 910, рис. 43) у подножия Хамбинского хребта основные черты описанной последовательности напластования сохраняются. В приозерной части северо-западного побережья по всем разбуренным профилям скважин конгломераты по падению замещаются песчаниками.

Таким образом, фациальная пестрота отложений муртойской свиты весьма велика. Однако верхняя ее граница может быть проведена достаточно определенно по подошве пачки аргиллитов, прослеженной на протяжении всего северо-западного борта Гусиноозерской впадины.

Среди пелеципод муртойской свиты в отложениях одноименного участка известны представители семейств *Limnocyrenidae* и *Unionidae*: *Limnocyrena wangshihensis* (Grab.), *L. schantungensis* (Grab.), *L. aff. schantungensis* (Grab.), *L. compacta* Martins., *L. athleta* Martins., *L. sibirica* (Ramm.), *L. elongata* (Ramm.), *L. subplana* (Reis.), *L. mongolica* Martins., *L. altiformis* (Grab.), *L. rammelmeyeri* Martins., *L. cf. hupehensis* (Grab.), *L. kweichowensis* Grab., *L. aff. kweichowensis* (Grab.), *L. burjatika* Martins. и др.; *Lamproscapha murtoica* Martins., *L. lacustris* Martins., *L. tugrigensis* Martins., *Unio grabaui* Martins., *U. cf. obrutschewi* Martins., *Cuneopsis aff. sculpturata* Martins. et Hong., *C. aff. hajanensis* Martins. et Hong. и др.¹

Заметим, что только в данной свите встречена *Lamproscapha murtoica* Martins., составляющая до 55—60% общего количества раковин унионид, и гастроподы: *Viviparus robustus* Martins., *V. andraeae* (Ramm.) и др.

К северу и югу от Муртойского участка по северо-западному побережью озера на том же стратиграфическом уровне униониды и гастроподы встречаются крайне спорадически, но обильны лимноцирениды. Те же комплексы двустворок установлены в низах разрезов Тамчинской степи и Оронгойской впадины. Это позволяет предполагать существование пелециподового горизонта, протягивающегося на десятки километров. Список его фауны включает почти все известные виды лимноцирен нижнего мела различных районов Восточной и Центральной Азии (за исключением форм из верхов дзунбаинской свиты Монголии и их аналогов). Кровля рассматриваемого пелециподового горизонта во всех разрезах отделена от верхней границы муртойской свиты осадками мощностью 45—60 м.

Остракоды представлены: *Cypridea inventa*² Scob. (огромное количество особей), *C. foveolata* (Egger). Остатки ренгиллий, прослеженные на протяжении нескольких километров в оврагах южнее пади Нарин-Гол, принадлежат растительоядным динозаврам — зауро-

¹ Приводимые в описании Гусиноозерского разреза определения моллюсков преимущественно выполнены Г. Г. Мартинсоном и Ч. М. Колесниковым по материалам сборов В. М. Скобло.

² Приводимые в статье определения остракод выполнены В. М. Скобло под руководством В. Н. Преображенской, П. С. Любимовой и М. И. Мандельштама.

подам, хищным динозаврам — карнозаврам и динозаврам из группы орнитопод, характеризующим меловой возраст осадков (Дмитриев 1960).

В муртойской свите присутствуют флористические отпечатки типичных представителей нижнего мела: *Coniopteris onychioides* Vas. et K. — M., *Sphenopteris (Ruffordia) cf. goeppertii* D u n k. (флористические определения здесь и далее выполнены В. А. Вахрамеевым).

Восстановлению палеогеографической обстановки осадконакопления в муртойское время весьма способствуют палеонтологические остатки в данных отложениях. Как установлено, лимноцирениды селились в береговой полосе открытых глубоководных бассейнов со слабо заросшими прибрежными участками, тогда как удлиненным клювовидным унионидам типа *Lamproscapha murtoica* был свойствен речной режим обитания (Мартинсон, 1957). Поэтому пелециподовый горизонт муртойской свиты, вероятно, соответствует прибрежной части обширного озерного бассейна. Расположение в пределах Муртойского участка смешанного озерно-речного комплекса пластинчатожаберных, возможно, отвечает положению речной дельты. Такое представление хорошо согласуется с данными по остаткам позвоночных: как известно, огромные растительноядные динозавры — зауроподы обитали в зонах морских побережий или крупных континентальных водоемов. В древнем Муртойском озере, очевидно, были переработаны осадки ранее образовавшихся пролювиальных шлейфов. Мощность муртойской свиты 120—220 м.

2. Убукунская¹ свита ($Сг_1^{2u}$). В северной части Загустайско-Убукунской площади отложения свиты достигают наибольшей мощности и представлены аргиллитами, глинистыми алевролитами и различными алевроитовыми тонко- и мелкозернистыми песчаниками. Названные породы связаны постепенными переходами в вертикальном разрезе и взаимными замещениями по простиранию. К редким слоям разнозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников приурочены внутриформационные размывы.

По северо-западной периферии Гусиноозерской впадины аргиллиты развиты только в основании свиты; по направлению к озеру, т. е. по падению, они быстро замещаются алевролитами и песчаниками, а также перекрываются алевролито-песчаниковой толщей, в верхах которой иногда содержатся маломощные пласты и линзы угля. На Загустайском участке и, вероятно, в Тамчинской степи вскрыты только самые верхи свиты, сложенные аргиллитами и алевролитами.

Таким образом, литологически невыдержанные разрезы свиты сходны тем, что они всегда объединяют мелкообломочные сильно глинистые горизонтальнослоистые или волнисто-горизонтальнослоистые отложения.

Для убукунской свиты характерно обилие остракод рода *Zejaia*: *Zejaia exortis* M a n d e l s t., *Z. striata* M a n d e l s t., *Z. alterna* S c o b., *Zejaia (?) conspicidicenta* S c o b., *Zejaia (?) concava* S c o b., *Z. attrita* S c o b., *Zejaia convexa* S c o b., *Z. ubukunensis* S c o b. и *Limnocypridea grammi* L ü b. Из них наиболее распространена *Zejaia exortis* M a n d e l s t., которая иногда является пороодообразующим организмом (Кижингинская впадина).

Зезины, кроме *Zejaia ex gr. striata* M a n d e l s t., как правило, вмещаются аргиллитами и глинистыми алевролитами. Для песчаников и песчаных разновидностей алевролитов характерны редкие свое-

¹ Название предложено впервые В. М. Скобло. Убукунская свита, в общем, соответствует «аргиллитовому горизонту» схемы И. Г. Потамощева (1954 г.).

образные остракоды *Cypridea originalis* Scob. и *C. depressa* Scob., совместно с которыми иногда (профиль МIII—МIII, Оронгойская впадина) отмечаются многие виды лимноцирен. Последних здесь по сравнению с муртойской свитой значительно меньше. В фациально неблагоприятных толщах зейины появляются в большом числе даже в тонких (0,5—2 см) пропластках аргиллитов.

По положению в разрезе серии убукунская свита соответствует «тургинской свите», в понимании Б. А. Иванова (1949б), но их отождествлению препятствует отсутствие в убукунских разрезах битуминозных сланцев с рыбами *Lycoptera*, филоподами *Bairdestheria midden-dorphii* (Jones) и прочими представителями «тургинского» биоценоза.

Интересно, что М. С. Нагибина (1958) также сопоставляет верхне-молчанскую свиту Амуро-Зейского прогиба, охарактеризованную зейинами, с рыбными сланцами Восточного Забайкалья.

Мощность убукунской свиты 200—450 м.

3. Селенгинская¹ свита (*Cr₁³sel*) фаунистически охарактеризована в Тамчинской степи, приозерной части северо-западного побережья, под водами Гусиного озера и на площади Загустайско-Убукунской структуры.

Для отложенной свиты типично чередование темных глинистых алевролитов и аналогичных алевроитовых песчаников. Иногда цикл становится трехчленным, включая тонко- и мелкозернистые кварцево-полевошпатовые песчаники. Все перечисленные литологические разновидности постепенно переходят друг в друга, взаимно создавая довольно сложную линзовидную косо волнистую либо горизонтально волнистую слоистость.

Сравнительно редко встречающиеся прослои гравелитов, крупно- и среднезернистых кварцево-полевошпатовых песчаников на подстилающих отложениях залегают с размывом. Сортировка обломочного материала в этих породах плохая или средняя, обычно несколько улучшается вверх по разрезу слоя. Слоистость диагональная, косая, за счет слоев гравийного материала, которые в отдельных случаях имеют ритмичное расположение, а также за счет растительного детрита. Цемент песчаников то глинистый, рыхлый, то крепкий, карбонатный. Переход к вышележащим тонкообломочным отложениям, как правило, постепенный.

Селенгинская свита включает 26—35 пластов и пропластков угля малой и средней мощности, в том числе 15—16 рабочих пластов. В основании и кровле угольных пластов нередко отмечаются аргиллиты, в той или иной мере углистые.

Точная синонимика угольных пластов имеется только для Загустайско-Убукунской площади. На других площадях степень угленасыщенности свиты более или менее уклоняется от угленасыщенности загустайского эталона. На примерное их соответствие последнему указывают комплексы остракод. В низах свиты на уровне пластов загустайской группы расположены раковинки рачков *Limnocypridea defensa* Scob., *L. ex gr. defensa* Scob., *Limnocypridea* sp., вместе с которыми реже встречаются *Cypridea praecelsa* Scob., *C. rara* Scob., *C. prinadai* Mandelst.

Селенгинской группе пластов свойствен иной биоценоз: *Darwinula murtoensis* Scob., *D. striiformis* Scob., *D. secedentis* Scob., *D. dif-fusa* Scob., *Cypridea prinadai* Mandelst. Два первых вида особенно характерны. Массовые захоронения дарвинулид обнаружены на

¹ Селенгинская и вышележащие байнзурхенская и холбольджинская свиты почти соответствуют трем одноименным горизонтам продуктивной свиты геологов-угольщиков (М. С. Потамошнев и др., 1954 г.).

северо-западном побережье Гусиного озера, в Тамчинской степи и Загустайско-Убукунской структуре; на участке Загустай эта фауна найдена в многочисленных разрезах как по падению, так и по простиранию толщи.

Скопления раковинок дарвинулид содержатся практически в одном интервале — между первым и вторым селенгинскими пластами и лишь изредка отклоняются в обе стороны на расстояние не более 10—12 м (рис. 44). Столь же отчетливо узкое стратиграфическое распределение названные дарвинулиды имеют по линии профиля МII—МII. Налицо маркирующий фаунистический горизонт.

В зоне с *Darwinula murtoensis* довольно часто встречаются лимноцирены — *Limnocyrena subplana* (Reis.), *L. tani* (Grab.), *L. elliptica* Kolesn., *L. altiformis* (Grab.), униониды *Lamproscapha* sp. и др.

Для верхов свиты типично обилие форм *Cypridea zagustaica* Scob. и *C. ex* gr. *zagustaica*, которые единичными особями и только в сообществе с другими, более молодыми родственными видами содержатся в осадках вышележащей свиты. Очевидно, в эпоху расцвета *Cypridea zagustaica* наибольшее развитие получает и *C. prinadai*.

Таким образом, на современном этапе изученности фауны в разрезе селенгинской свиты могут быть выделены три горизонта: нижний, средний и верхний. Нижний в отличие от двух последующих выделяется предположительно из-за редкости и локальности находок характерных для него форм.

К верхам селенгинской свиты относится алевролитно-песчаниковая толща с *Ferganococoncha* и др., которую Г. Г. Мартинсон и Ч. М. Колесников по комплексу фауны считают юрской (среднеюрской, см. выше). Эта толща обнажена на Центральном участке впадины в береговых обрывах Гусиного озера между оврагами Ташир и Ара-Ганга. Сопоставление положения таширских *Ferganococonchidae* с положением некоторых ферганоконхид в Тамчинской степи (скв. 884), Муртойском (скв. 917, глубина 56 м) и Северном участках показывает, что все они, по мнению В. М. Скобло, занимают определенный стратиграфический уровень у границы селенгинской и байнзурхенской свит, т. е. в конце селенгинского времени, когда при широком распространении фаций мелководных застойных озер возникли оптимальные условия для обитания ферганоконхид. В. М. Скобло полагает, что данные формы могут встречаться как ниже (скв. 917, глубина 460 м), так и выше по разрезу (овраг Хаян). Сообщество ферганоконхид, обнаруженное в овраге Ташир, отличается от других захоронений в горизонте лишь большим количеством собственно *Ferganococoncha* по сравнению с количеством раковин аргуниелл и лептестесов¹. В верхах селенгинской свиты отменно от ферганоконхид встречаются редкие лимноцирены.

В комплексе флористических остатков свиты наряду с типичными представителями сибирской мезозойской флоры (разнообразными гинговыми и хвойными) в тридцати точках по разрезу найдены *Coniopteris onyhioides* V a s. et K.—M., *Sphenopteris (Ruffordia) goeppertii* D u n k. и *Cyparassidium gracile* H e e r.

Мощность селенгинской свиты 600—800 м.

¹ Ч. М. Колесников считает (устное сообщение, 1960 г.), что пелециподы родов *Arguniella* и *Leptesthes* связаны с более древними ферганоконхидами единой филогенетической линией развития.

Совместное присутствие юрских ферганоконхид с их прямыми потомками и широко представленным нижнемеловым фаунистическим комплексом заставляет рассматривать эти юрские виды в данном конкретном случае только как реликты, т. е. формы, нейтральные для геохронологического определения. Последний вывод не разделяется, однако, Г. Г. Мартинсоном и Ч. М. Колесниковым, которые совершенно определенно считают ферганоконх только юрскими (среднеюрскими) моллюсками.

4. Байнзурхенская свита (St_1^{4bz}) развита в окрестности сопки Байн-Зурхе, на участке Холбольджин (южная часть) и в под-озерной части депрессии, где вскрыта профилями буровых скважин МII—MII, MIV—MIV и MV—MV. Свите свойственна малая угленасыщенность — 15—16 угольных пластов и пропластков малой и средней мощности.

Полный разрез свиты обнажен в оврагах и балках на Центральном (Байн-Зурхенском) участке впадины. Наблюдаемые здесь отложения по



Рис. 45. Юго-восточный берег Гусиного озера, овраг Байн-Зурхе. Формы выветривания косослоистых песчаников с конкреционными прослоями. Верхний мезозой.
Фото Г. А. Дмитриева

всем литологическим особенностям аналогичны селенгинским, но в прежней гамме обломочных пород повышается роль грубых косослоистых песчаников.

В основаниях песчаниковых слоев почти всегда отмечаются более или менее сильные размывы; с перекрывающими глинистыми отложениями, как и прежде, песчаники связаны постепенными переходами. Косая слоистость однонаправленная, реже перекрестно-косая. Сравнительные разрезы по оврагам Ташир, Большой и Малый Хаян и балке Ара-Ганга показывает выдержанность большинства песчаниковых слоев по простиранию.

Байнзурхенские отложения чаще, чем подстилающие, включают конкреции сидерита караваеобразной формы (рис. 45). Многочисленные конкреции имеют значительные размеры по простиранию. Конкреции располагаются согласно пластовым поверхностям, причем слоистость как бы облекает конкреции, что доказывает их диагенетическое происхождение. Линзы сидеритов содержатся в пачках алевролитов, тонко- и мелкозернистых песчаников. В более крупнообломочных породах изредка встречаются конкреции, сложенные материалом вмещающих отложений.

Весьма интересными образованиями являются фангломераты вершины горы Байн-Зурхе, состоящие из крупных неокатанных глыб гранита, перемежающихся с мелкими обломками, которые в большинстве случаев беспорядочно рассеяны в массе породы, но иногда все же образуют более или менее выдержанные пласты. Элементы залегания их контактов отрицают существование несогласия между фангломератами и угленосной толщей, хотя в низах первых присутствует галька типич-

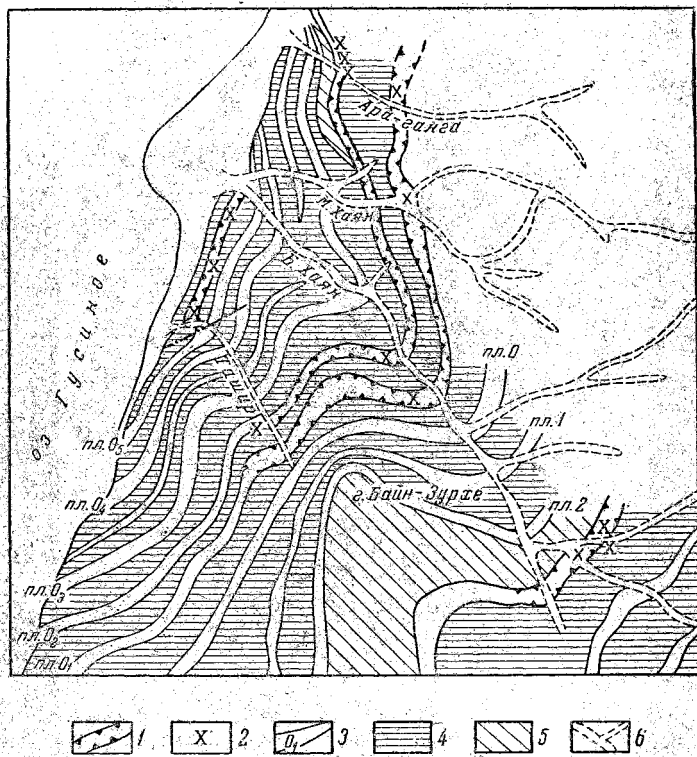


Рис. 46. Фаунистические горизонты в отложениях Байн-Зурхенского участка Гусиноозерской впадины

1 — маркирующие фаунистические горизонты; 2 — точки находок фауны; 3 — глинистые песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами бурых углей (номера по И. Я. Сотникову); 4 — аркозовые песчаники с редкими прослоями глинистых песчаников, сланцев, аргиллитов и линзами мелкогалечных конгломератов; 5 — глыбовые конгломераты; 6 — овраги

ных песчаников и алевролитов гусиноозерской серии. В овраге Большой Хаян фангломераты совершенно согласно перекрываются углями, углистыми, а затем битуминозными «рыбными» сланцами. Мощность фангломератов около 80 м.

Значительно ниже по разрезу вблизи устья балки Ара-Ганга имеются сходные, быстро выклинивающиеся конгломерато-брекчии с максимальной мощностью 8—10 м. Они перекрываются пластом угля, который постепенным переходом через углистые сланцы связан с вышележащими битуминозными сланцами, т. е. в обоих случаях наблюдается, в общем, аналогичная последовательность пород — фангломерат (конгломерато-брекчия) — уголь — углистый сланец — «бумажный» сланец.

От решения вопроса, синхронны ли отложения, вскрытые в сечениях смежных оврагов, или они образовались вследствие каких-то идентичных, но разновременных процессов, зависит та или иная трактовка

геологического строения этого участка, а следовательно, и схема распределения фауны в разрезе, который при всех прежних биостратиграфических исследованиях рассматривался как опорный.

При нанесении ряда новых находок пелеципод на геологическую карту Н. А. Флоренсова выясняется, что многие разрозненные захоронения пластинчатожаберных занимают близкое положение в разрезе (рис. 46). Так, в средней части оврага Ташир алевролиты в кровле пласта O_2 (нумерация по И. Я. Сотникову, 1935) содержат массу ядер униионид *Unio* и *Lamproscapha*. Вблизи кровли того же пласта в боковом развилке оврага Хаян глинистые сланцы и горелые аргиллиты вмещают унииониды и отпечатки ферганококхид. В балке Ара-Ганга глинистые песчаники с лимноциренами, гастроподами и раковинчатыми расположены непосредственно над «бумажными» сланцами, в 3 м выше угольного пласта O_2 . Наконец, в овражке, первом к северу от балки Ара-Ганга, на том же уровне в горельниках обнаружена *Lamproscapha tugrigensis* Martins.

Второй пелециподовый горизонт приурочен к низам междупластья *пл. O₁* — *пл. O* и представлен исключительно униионидами. Сюда относится богатое местонахождение новых форм, установленное в 1959 г. на северо-восточном склоне горы Байн-Зурхе. Здесь найдены *Cuneopsis lanceolata* Martins. et Hong, *C. sculpturata* Martins. et Hong sp. nov., *C. chafanensis* Martins. et Hong sp. nov., *Unio martynovae* Martins. et Hong sp. nov., *U. elongatus* Martins. и др. В овраге Малый Хаян горизонт зафиксирован находкой *Unio* cf. *grabau*. Унииониды других видов, обнаруженные в 1955 г. Ч. М. Колесниковым в балке Ара-Ганга, расположены на простирации того же горизонта.

В верхах байнзурхенской свиты, вероятно, существует третий пелециподовый горизонт (может быть, крупная линза²), намеченный двумя захоронениями лимноцирен. В состав этого горизонта входит второй слой «бумажных» сланцев с рыбами *Lycoptera*. Названные довольно узкие интервалы с фауной объединяют почти все местонахождения моллюсков, за исключением редких форм в изолированных конкрециях.

Установленные маркирующие фаунистические горизонты в сечениях разных оврагов относятся, по Г. Г. Мартинсону, к разрезам трех свит: Букачачинской (J_2), улангангинской (J_3 — Cr_1) и тургино-витимской (Cr_1), а в новой трактовке В. М. Скобло, эти горизонты разновозрастны и принадлежат к байнзурхенской свите.

Как видно из приведенных определений, в байнзурхенском биоценозе много новых видов униионид, неизвестных в подстилающих отложениях. Однако все эти формы локализованы на Центральном участке впадины, *Lamproscapha tugrigensis* Martins., *L. lacustris* Martins., *Unio grabau* Martins., переходящие из базальной муртойской свиты, имеют здесь большее распространение¹. Видовой состав лимноциренид по сравнению с муртойским комплексом резко обеднен: *Limnocyrena* aff. *wangshihensis*, *L.* aff. *tani*, *L. altiformis*, *L. selenginensis*, *L. shantungensis*, *L. burjatika*, *L. sibirica*. Найдены гастроподы *Probaicalia vitiensis* Martins., *Valvata turgensis* Martins., *Viviparus fusistomus* (Chi-Ping), *Lioplax reissi* (Ramm), *Gyraulus* ex gr. *laevis* (Ald.).

Раковины униионид, лимноциренид и гастропод, встреченные в керне скв. 849, 847 и 845 (Южное Холбольджино), намечают пелециподовые горизонты Центрального участка. Однако в подозерной части депрессий они не выделяются. Вероятно, это связано с иным типом разреза, в ко-

¹ Переход этих форм из низов в верхнюю часть разреза гусиноозерской серии (на 1200—1800 м по стратиграфической вертикали) сам по себе отчетливо показывает шаткость современных палеонтологических критериев для надежного расчленения и точной датировки верхнемезозойских отложений Забайкалья. — *Ред.*

тором меньшее значение имеют грубые косослоистые песчаники, образующие сравнительно редкие и маломощные пласты. Разрез Южного Холбольджина, наоборот, весьма напоминает Байнзурхенский.

Сообщество остракод по всей площади распространения свиты проявляет большое постоянство: *Cypridea selenginensis* Scob., *C. scutata* Scob., *C. elata* Scob., *C. strumulosa* Scob., *C. aragangensis* Scob., *C. mira* Scob., *Darwinula secunda* Scob., *D. secedentis* Scob. Наиболее характерны из них крупные гладкие ципридеи — *Cypridea selenginensis* и *C. scutata*. Массовые скопления раковин этих видов обнаружены в овраге Большой Хаян у горы Байн-Зурхе, в толще Южного Холбольджина и в керне многочисленных скважин по профилям МII—MII и MV—MV, где зафиксирован выдержанный горизонт с этой фауной мощностью 100—120 м.

Другие виды ципридей и дарвинулиды захоронены либо в зоне с *Cypridea selenginensis*, либо вне ее, где находок гладких ростратых форм почти нет.

Cypridea aragangensis, *C. prinadai* и *Darwinula secedentis* унаследованы от биоценоза селенгинской свиты, остальные рачки здесь встречаются впервые. *Cypridea* cf. *scutata* найдена также в верхах Загустайского разреза, что заставляет предполагать их принадлежность к рассматриваемой свите. В восточной части Тамчинской степи (профиль MI—MI) известны только единичные, сильно деформированные раковины, напоминающие *Cypridea scutata* и *C. selenginensis*.

Флористические остатки байнзурхенской свиты насчитывают до 24 видов. Преобладают те же формы, что и в селенгинской свите, но чаще встречаются *Sphenopteris* (*Ruffordia*) *goeppertii* Dunk., *Coniopteris hymenophylloides* Gronq., *C. burejensis* (Zal.) Sew.

Необходимо отметить появление *Onychiopsis elongata* Geul, не найденного ниже по разрезу. В. А. Вахрумов считает, что появление этой формы в начале второй половины нижнемеловой эпохи характерно для той ботанико-географической провинции, к которой относятся и впадины Забайкалья.

Мощность байнзурхенской свиты 400—650 м.

5. Холбольджинская свита (C₁^{5chl}) развита на одноименном участке юго-восточного побережья озера и представлена переслаиванием разнотермистых аркозовых песчаников, алевролитов, аргиллитов с пластами угля. Мощность отдельных слоев аркозовых косослоистых песчаников, хорошо выдержанных по простиранию, достигает 30—40 и даже 100 м.

Между угольными пластами VI и VII расположен дарвинуловый горизонт, включающий захоронения *Darwinula secunda* Scob., *D. sp.* (indet.). В других частях разреза встречаются разрозненные формы *Cypridea postprinadai* Scob., *C. owdinae* Scob., *Mongolianella* sp. Униониды неизвестны. Из лимноциренид найдены *Limnocyrena rotunda* Martins., *L. minor* Kolesn., *L. cholbolginensis* sp. nov., *L. burjatika* Martins., *L. selenginensis* Martins. Особый интерес представляет *Limnocyrena rotunda*, описанная Г. Г. Мартинсоном из верхов дзунбаинской свиты Монголии.

Флористические остатки представлены всего восемью видами, в том числе *Coniopteris onychioides* Vas. et K.—M. и *Onychiopsis elongata* Geul. Мощность свиты 1000—1200 м.

Все свиты гузиноозерской серии залегают между собой совершенно согласно. Угленосные отложения селенгинской, байнзурхенской и холбольджинской свит в предгорьях Моностойского хребта фациально переходят в конгломерато-песчаниковую толщу. В последней в овраге Боль-

шой Ползун встречены остатки флоры — *Onychiopsis elongata* Geyl, *Podozamites lanceolatus* L. et H. и др.

Совокупность литологических и палеонтологических особенностей отложений собственно угленосной толщи Гусиноозерско-Зугустайского района представляет материал для некоторых выводов о генезисе осадков. Вышеописанные литологические черты грубых косослоистых песчаников, строение их пластов по вертикали, размывы в основаниях, большая выдержанность по простиранию, чем в поперечном разрезе, указывают на принадлежность этих песчаников к русловым фациям (Бутова, 1956). Гораздо труднее выяснить генезис алевролитово-тонкопесчаниковых пачек, перемежающихся с грубыми песчаниками. Известно, что фации поймы (осадки половодий, стариц, проток, временных озер речной долины) весьма сходны с озерными и надежно отличимы от них только при детальном палеогеографическом картировании, которое далеко не всегда возможно.

Весьма важны для фациального анализа отмеченные выше выдержанные палеонтологические горизонты. Действительно, если в пространственно разобщенных разрезах одной или нескольких смежных котловин на аналогичных стратиграфических уровнях содержатся количественно и качественно устойчивые комплексы остракод, то такой же устойчивостью должны были характеризоваться биотические и абиотические факторы. Подобная обстановка могла возникнуть либо в крупных проточных озерных бассейнах, либо в системе более мелких взаимосвязанных сходных озер, но отнюдь не в пойме, где расположены крайне разнообразными водоемы, находящиеся к тому же в различной стадии заболачивания и заиливания (о режиме пойм см. Г. Ф. Крашенинников, 1957).

Наконец, есть возможность палеогеографической привязки остракод к моллюскам, для которых условия обитания выяснены более определенно. Как правило, крупные скопления остракод включают также лимноцирены и, напротив, с унионидами типа *Lamproscapha* остракоды ни разу не встречены.

Таким образом, отложения, охарактеризованные раковинчатыми, понимаются преимущественно как осадки различных типов озер¹; в зависимости от морфологии раковин и литологических черт вмещающих пород последние относятся к той или иной лимнической фации. Так, озерные отложения угольных междупластий в зонах *Limnocypridea defensa* (нижний селенгинский горизонт), *Darwinula murtoensis* (средний селенгинский горизонт) и *Cypridea selenginensis* (байнзурхенская свита) преимущественно отвечают фации проточных озер, зоны *Cypridea zugaita* и *Ferganocypcha* — фации мелководных застойных водоемов. Понятно, что озера периодически подвергались заболачиванию, а озерно-болотные осадки в целом — неоднократному размыву текучими водами.

В центральной части депрессии в байнзурхенское время озерный режим отличался большим постоянством, чем на площади юго-восточного побережья, где, сообразуясь с характером пелециподовых горизонтов Центрального участка впадины, предполагается развитие наряду

¹ При такой интерпретации возникает представление о резко подчиненной роли пойменного аллювия. Подмечено (Феофилова, 1957), что для аллювиальных отложений, залегающих в комплексе только с озерно-болотными (а не с морскими или солончатоводными образованиями), свойственно сильно изменчивое значение пойменных фаций, которые в речных толщах то почти отсутствуют, то превышают по мощности отложения русел, то равновелики с ними. Для гусиноозерской серии более вероятно почти отсутствие пойменных фаций. Исключение, может быть, составляет верхняя часть разреза холбольджинской свиты.

с озерными и русловыми также и дельтовыми отложениями. Возможно, что идентичное распределение фаций сохранялось и в холбольджинскую эпоху, что, однако, нельзя подтвердить фактическим материалом.

ИВОЛГИНСКАЯ ВПАДИНА

Здесь отложения гусиноозерской серии получили трехчленное деление (Д. В. Ветров, М. А. Колосов, 1956 г.).

1. Комушкинская свита выходит на поверхность в ряде мест вдоль южной части Иволгино-Удинской депрессии — гора Комушка, урочище Табхар-Обо и др. Залегают в основании серии. Представлена конгломератами, гравелитами и грубозернистыми аркозовыми песчаниками.

В верхней части разреза свиты в районе пос. Шишковка обнаружены остракоды *Limnocypridea grammi* Lü b.¹, *Timiriasevia* aff. *polymorpha* M a n d., *Zejaia* sp. В песчаниках горы Комушка Н. П. Михно найдены фрагменты унионид, напоминающих *Lamproscapha*.

Мощность отложений свиты весьма не выдержана — от нескольких десятков метров до 350—400 м.

2. Лысогорская свита распространена в центральной части Иволгино-Удинской и в Нижне-Оронгойской депрессии, обнажаясь в окрестностях Лысой горы (северо-восточная окраина Улан-Удэ), в районе деревень Мухино и Красноярovo, на правом берегу р. Уды в 12 км от устья и южнее дер. Каленовское. Состоит из переслаивания средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами бурых углей, которые северо-восточнее Улан-Удэ образуют два месторождения — Лысогорское (3 пласта мощностью от 1,7 до 3,2 м) и Мухинское (2 пласта — 0,4—1 м и 0,6—2 м).

Мощность лысогорской свиты колеблется от десятков метров до 400—500 м.

В районе Лысогорского месторождения в угленосных отложениях обнаружены остатки пелеципод и гастропод: *Cyrena wangshihensis* Grab., *C. altiformis* Grab., *C. kweichowensis* Grab., *C. elongata* (R a m m.), *C. elongata* (R a m m.) var. *kempendjaica* Martins.; *Bithynia menguinensis* Grab., *Valvata suturalis* Grab. и др. (определения Г. Г. Мартинсона). Раковины указанных моллюсков значительно насыщают прослойки известковистых песчаников, вплоть до образования ракушняка.

В верхах лысогорской свиты глинистые алевролиты и песчаники содержат, по данным Г. Г. Мартинсона, остатки *Limnocyrena obtusale* Marti n s., известной из верхнедзунбаинских отложений Монголии, что отвечает интервалу холбольджинской свиты.

В своей сумме отложения комушкинской и лысогорской свит, возможно, соответствуют разрезу всей гусиноозерской серии.

3. Сотниковская свита обнажена вдоль южных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Типичный разрез свиты, вскрытый у дер. Сотниково и определивший ее название, представлен грубообломочными конгломератами с прослоями песчаников. Мощность свиты до 200—250 м.

Северо-западнее дер. Гурульба в песчаниковых прослоях, включенных в глыбовые конгломераты, встречены отпечатки *Phoenicopsis* sp. (по Д. И. Ермолаеву).

Возраст свиты — не моложе конца нижнего мела — подтверждается также и спорово-пыльцевыми спектрами (впрочем, очень бедными). По

¹ Описана из отложений цаганцабской и дзунбаинской свит нижнего мела Монголии.

мнению В. М. Скобло, сотниковская свита либо относится к самым верхам нижнего отдела системы, либо не имеет самостоятельного значения и представляет предгорные фации угленосной лысогогорской свиты¹.

БОРГОЙСКАЯ ВПАДИНА

В Боргойской впадине осадки гусиноозерской серии, перекрывающие эффузивно-туфогенные образования верхней юры (?), расчленяются, по данным С. М. Замаараева (1956 г.), на четыре литологические пачки (снизу, мощность в метрах):

1. Подконгломератовая (песчаниково-сланцевая)	570
2. Песчаниково-конгломератовая	190
3. Песчаниковая	125
4. Алевритовая	430
Общая мощность	1315.

Пласты угля в рассматриваемых отложениях полностью отсутствуют. Найдены и определены только остатки флоры. Отпечатки растений из обнажений в районах гор Байн-Ундур и Барун-Ула² и в некоторых других пунктах говорят о широком возрастном диапазоне — от средней (иногда верхней) юры до нижнего мела включительно. Палинологические анализы Т. М. Орловой и А. А. Лысовой, приводимые С. М. Замаараевым, указывают скорее на нижнемеловой возраст ввиду наличия в спектрах пыльцы кейтониевых и покрытосеменных, а также спор папоротников семейств *Syatheaceae* и *Schizaeaceae* (род *Aneimia*).

Отложения гусиноозерской серии в Боргойской впадине прорваны субвулканическими телами щелочных основных пород, у контакта с которыми развиты роговики и метаморфизованные песчаники.

На площади между долиной р. Боргой и Боргойским хребтом С. М. Замаараевым выделена чандинская свита грубых конгломератов с прослоями песков, глин и рыхлых песчаников. Посленижнемеловой, ближе не определимый возраст свиты устанавливается по залеганию ее на поверхности размыва гусиноозерской серии и прорывающих последнюю щелочных пород.

ГЕГЕТУЙСКАЯ ВПАДИНА

Отложения гусиноозерской серии обнажаются здесь в бортах рч. Гегетуя (рис. 47), в окрестностях одноименного поселка, а также вскрыты скважинами севернее с. Петропавловки, близ улуса Намак.

В основании серии залегают средне- и мелкогалечные, с хорошо окатанной галькой конгломераты, перемежающиеся с грубыми полимиктовыми песчаниками. Видимая мощность отложений 25—30 м. Выше по разрезу следует алеврито-песчаниковая, тонко переслоенная пачка, состоящая преимущественно из серых глинистых алевритов, алевритовых и мелкозернистых полимиктовых песчаников с подчиненным количеством аргиллитов и битуминозных сланцев. Мощность 300—350 м. Эти отложения содержат раковины лимноцириды, а также остракод: *Lysopterocypris eggeri* M a n d., *Limnocypridea defensa* S c o b., *Z. ex gr. exortis* M a n d., *Cypridea prinadai* M a n d., *Limnocypridea grammi* L ü b.

¹ Последняя точка зрения еще раньше высказывалась Н. А. Флоренсовым (1960а). Но наиболее распространенным в среде геологов является мнение о более позднем, возможно верхнемеловом, а скорее палеогеновом возрасте сотниковской свиты (см. ниже в разделе «Палеогеновая и неогеновая системы»). — *Ред.*

² Это местонахождение приурочено к белоозерской свите, отнесенной С. М. Замаараевым к средней юре.

и ряд новых видов. Указанный биоценоз, вероятно, отвечает верхам убунской — низам селенгинской свит гусиноозерской серии.

Для описываемой толщи характерно весьма пологое преимущественно юго-восточное падение и слабая дислоцированность.

ШАРАЛДАЙСКАЯ ВПАДИНА

В долине р. Сухары (между селами Шаралдай и Новый Заган) буровыми скважинами в 1958—1959 гг. вскрыта довольно однообразная мощная (до 400 м) пачка переслаивающихся зеленовато-серых горизон-

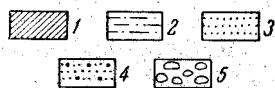
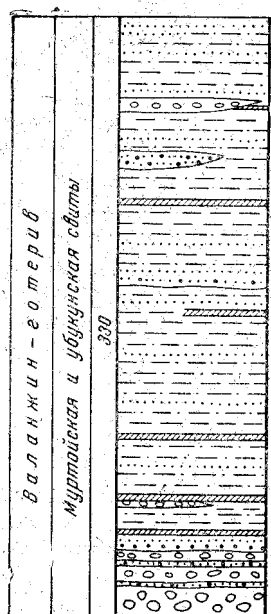


Рис. 47. Разрез нижнемеловых отложений Гетуйской впадины

1 — аргиллиты, сланцы; 2 — алевролиты и алевролитовые песчаники; 3 — мелко- и среднезернистые глинистые песчаники; 4 — крупно- и грубозернистые несортированные песчаники; 5 — конгломераты

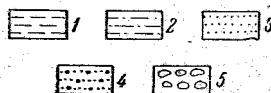
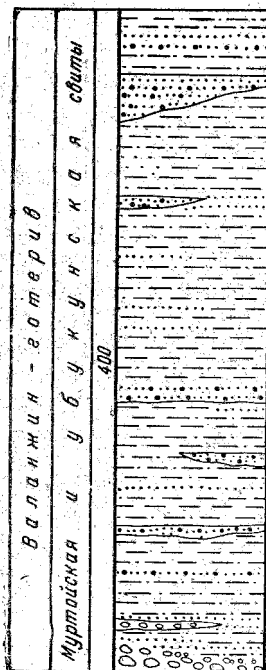


Рис. 48. Разрез нижнемеловых отложений Шаралдайской впадины

1 — алевролиты; 2 — алевролитовые и тонкозернистые глинистые песчаники; 3 — мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники; 4 — крупно- и грубозернистые слабо сортированные полимиктовые песчаники; 5 — конгломераты

тальнослоистых алевролитов и аналогичных тонко- и мелкозернистых рыхлых глинистых песчаников с редкими прослоями и линзами грубозернистых пород (рис. 48). В основании разреза находится 10—15-метровый горизонт мелко- и среднегалечных конгломератов, налегающих на порфириды хилокской свиты.

Часто встречающиеся гастроподы (главным образом *Pulmonata*) и редкие пеллециподы представлены типичными нижнемеловыми фор-

мами. В средней и верхней частях разреза найдены остракоды *Zejaina exortis*.

Заметим, что по ассоциации моллюсков и литологическим особенностям (в частности, своеобразным зеленоватым тонам окраски пород) шаралдайские отложения имеют большое сходство с отложениями, развитыми в долине р. Обора, по другую — северную — сторону Заганского хребта.

КИЖИНГИНСКАЯ ВПАДИНА

Это одна из наиболее крупных межгорных впадин Забайкалья, но до сих пор она остается малоисследованной, что связано с почти полным отсутствием естественных обнажений, за исключением редких выходов в верховьях р. Кижинги.

В 1957—1958 гг. при углеразведочных работах в юго-западной части депрессии разбурено семь профилей буровых скважин, давших материал для познания разреза, а также для палеонтологических сборов, проведенных Г. Г. Мартинсоном, Ч. М. Колесниковым и В. М. Скобло. Здесь, по А. В. Михелису (1958 г.), вскрыт следующий общий разрез (снизу):

Гусиноозерская серия. Базальная свита (конгломератово-песчаниковая) залегает на основных и средних эффузивах. Местами в ее основании фиксируется размыв, иногда наблюдается взаимопереслаивание нормально-осадочных и вулканогенно-осадочных фаций.

Для грубообломочных отложений, слагающих нижнюю половину свиты, характерны резкая фациальная изменчивость, непостоянство степени окатанности и сортировки кластического материала. Вверх по разрезу появляются прослои более хорошо отсортированных кварцево-полевошпатовых песчаников и алевролитов, количество и мощность которых неуклонно нарастают. Вблизи кровли свиты на водоразделе рек Бырка и Буртэй глубокими шурфами обнажена пачка перемежающихся глинистых и битуминозных «бумажных» сланцев.

В туфогенных породах основания свиты В. М. Скобло обнаружены остатки лимноциренид (2—3 вида) и гастропод *Gyraulus* sp. Несколько выше в алевролитах и песчаниках встречены массовые захоронения пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков, остракод, филлопод и лимнофилид (домиков ручейников). Отмечено почти 20 видов лимноцирен при преобладании *Limnocyrena wangshihensis* (G r a b.), *L. altiformis* (G r a b.), *L. subplana* (R e i s.).

Гастроподы представлены *Probaicalia vitimensis* M a r t i n s., *Gyraulus* ex gr. *laevis* (A l d.) и др.¹.

Из остракод по всему разрезу описываемой толщи встречаются *Lycocypris eggeri* M a n d., в верхней части — *Zejaina exortis* M a n d. и многие другие виды (в том числе новые, еще не изученные формы).

Судя по комплексу фауны, согласующемуся с литологическими особенностями пород, данные отложения сопоставимы с низами гусиноозерской серии.

Угленосная свита представлена тонко- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами высокозрелых бурых углей (рис. 49). По колонкам отдельных скважин в глинистых отложениях свиты встречены прослои ракушечников мощностью 1—3 м, сложенные раковинами моллюсков и ракообразных. Видовой состав лимноциренид здесь менее разнообразен (8—10 видов). Важно, что среди остракод наряду с *Lycocypris eggeri* и многими новыми

¹ Определения В. М. Скобло.

видами ципридей отмечаются дарвинулиды, аналогичные найденным в селенгинской свите.

Положение остракод в Кижингинском разрезе, в общем, свидетельствует в пользу региональной стабильности установленного в районе Гусиного озера распределения раковинчатых по отдельным свитам серии.

По Г. Г. Мартинсону (1956 г.) сообщество моллюсков древнего Кижингинского озерного бассейна очень напоминает совокупность нижнемеловых пелеципод и гастропод Витимского плоскогорья.

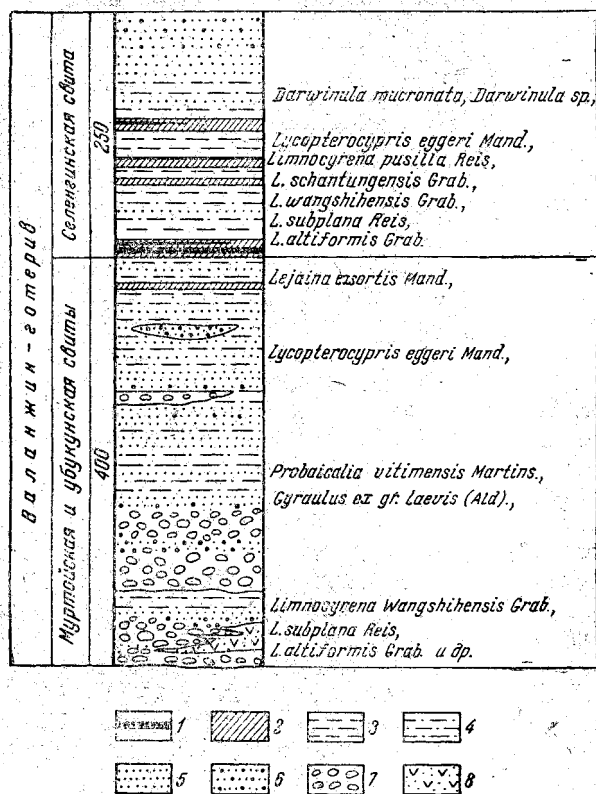


Рис. 49. Разрез нижнемеловых отложений Кижингинской впадины

1 — угли; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — алевролитовые и мелкозернистые глинистые песчаники; 5 — средне- и крупнозернистые песчаники; 6 — гравелиты и гравелистые песчаники; 7 — конгломераты; 8 — туфогенные породы

ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ

На территории Витимского плоскогорья известно более 20 точек выходов континентальных отложений мезозоя. Все они расположены в долине р. Витима — от его верховьев и почти до устья р. Каренги, а также в бассейнах притоков Витима — рек Тилима, Кыдымита, Зазы, Холоя, Джидотоя, Шербахты, Юмурчена, Большого Амалата и др. Здесь известны остатки только нижнемеловой пресноводной фауны, обнаруженной в верховьях Витима в обнажениях у с. Романовки, урочищ Бутуй и Байсы и др., в долине р. Зазы (от урочища Турхул до устья), в долине рек Джидотоя, Юмурчена, Большого Амалата и Малого Амалата.

В 1940 г. Андриановым и Смирновым вся толща витимо-зазинского мезозоя была объединена в одну зазинскую свиту, которая сопоставлялась с тургинской свитой Восточного Забайкалья. Принятое этими исследователями расчленение зазинской свиты на пять горизонтов с некоторыми изменениями приводит и Г. Г. Мартинсон (1956 г.):

1. *Базальные слои* сложены брекчиями и конгломератами с прослоями аркозовых песков, линзами и тонкими прослойками черных аргиллитов и «бумажных» сланцев, заключающих многочисленные раковины разнообразных лимноциренид и гастропод (*Galba*, *Probaicalia*, *Valvata*). Мощность 50 м.

2. *Байсинские слои*, кроме одноименного участка, развиты в долине р. Зазы (урочище Турхул) и в окрестностях с. Романовки. Сложены черными аргиллитами с прослоями аркозовых песков, доломитизированных мергелей и «бумажных» битуминозных сланцев. Фауна: остракоды *Lycoperocypris eggeri*, *Cypridea foveolata*; рыбы — ликоптериды; филлоподы *Bairdestheria medialis* и др.; гастроподы *Galba*; массовые захоронения насекомых и др. Мощность до 60 м.

3. *Спехендинские слои* представлены черными аргиллитами с прослоями песков и линзами конгломератов; многочисленны конкреции фосфоритизированных сидеритов, что, по Г. Г. Мартинсону, почти не наблюдается в других частях разреза. Фауна — единичные филлоподы *Bairdestheria* sp. По спорово-пыльцевым анализам, произведенным М. А. Седовой, данная толща несколько моложе байсинской. Мощность около 100 м.

4. *Песчано-аргиллитовая пачка* развита в долине р. Зазы и в районе урочища Бутуй на левом берегу р. Витима. Представлена переслаиванием желтовато-серых и серых рыхлых песчаников и черных сланцеватых аргиллитов. Из органических остатков до 1959 г. были найдены только разрозненные панцири листоногих раков. Общий спорово-пыльцевой комплекс, по мнению М. А. Седовой, моложе спектров из зазинских, спехендинских и байсинских отложений.

Весной 1960 г. Г. Г. Мартинсоном был передан В. М. Скобло образец известково-глинистого сланца из Бутуйского разреза, наполненный деформированными раковинками остракод, среди которых удалось различить формы, аналогичные или близкие к *Cypridea globra* Нюи, что позволяет предполагать «байнзурхенский» возраст бутуйских слоев. Мощность пачки около 200 м.

Базальные и байсинские слои условно сопоставляются Г. Г. Марсти нижележащей и состоит из песчаников и аргиллитов. Видимая мощность — несколько метров.

Базальные и байсинские слои условно сопоставляются Г. Г. Мартинсоном с верхами улангангинской (цаганцабской) свиты, а перекрывающие отложения относятся к тургино-витимской свите. Таким образом, по данным Г. Г. Мартинсона, витимо-зазинский мезозойский комплекс сложен осадками, отвечающими только верхней трети его вышеприведенной региональной схемы. По мнению В. М. Скобло, базальные и байсинские слои в сумме, вероятно, соответствуют муртойской и убукунской свитам, поскольку они фиксируют максимальное развитие лимноциренового сообщества и остракод *Lycoperocypris eggeri*, *Cypridea foveolata* и др.

Существовавшие представления о незначительной (сравнительно с районом Гусиного озера) мощности мезозойских отложений в бассейне р. Витима (400—500 м) не соответствуют последним геофизическим данным (Ю. С. Тарасов), согласно которым вертикальным электродированием мощность осадочной толщи Зазинской депрессии оценивается в 2000 м. По мнению В. М. Скобло, это обстоятельство вместе

с находкой форм байнзурхенского биоценоза указывает на присутствие здесь осадков, отвечающих если не всей гусиноозерской серии, то во всяком случае ее значительной части.

С нижнемеловыми отложениями Бурятии связан ряд крупных и мелких буроугольных месторождений и буроугольных районов, а также проявления сидеритовой железорудной минерализации и фосфатов. Промышленное значение сидерито- и фосфатопроявлений сомнительно. В отдельных местах нижнемеловые отложения вмещают жилы и прожилки халцедон-флюоритового состава. Не исключены находки низкотемпературных золотоносных жил типа балейских.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Рукопись настоящего тома составлялась во время резкого подъема геологических исследований в южной части Бурятии, т. е. в области, где разнообразные мезозойские образования распространены особенно широко. Это позволило включить в описание некоторые новые факты, дать новую, уточненную схему нормального разреза мезозойских образований, но вместе с тем авторы были еще на полпути к завершению намеченных исследований, поэтому не все выводы были сделаны и проверены. Тем не менее материалы и некоторые выводы, изложенные в трех предыдущих разделах (триасовая, юрская и меловая системы), достаточно полно освещают современное состояние рассматриваемого вопроса.

В период после Великой Отечественной войны, особенно за последние 8—10 лет, значительно расширилось и углубилось понятие о так называемой «вулканогенной формации Забайкалья», которую выделяла и которой приписывала различный возраст (от пермского на западе до верхнеюрского и нижнемелового на востоке) М. С. Нагибина (1950). Выяснилось, что и в одном только Западном Забайкалье вулканогенная формация объединяет разновозрастные образования того же хронологического интервала (пермь — мел), что она имеет очень сложный внутренний состав, подразделяясь на свиты и толщи, разграниченные несогласиями. Значительно увеличилась также обеспеченность стратиграфии мезозойских осадочно-вулканогенных образований палеонтологическим материалом (особенно для верхов и середины разреза).

Джида-хилокская вулканогенная серия (выделена Н. А. Флоренсовым, название предложено Ю. В. Комаровым) теперь довольно уверенно делится на три свиты (снизу): тамирскую, петропавловскую и цаганхунтейскую, причем нижние две свиты тяготеют к триасу, а верхняя, возможно, принадлежит к нижней юре. Все три свиты отвечают сложному, очень длительному и прерывистому вулканическому циклу, богатому, помимо поверхностных излияний, также интрузивными проявлениями и, несомненно, имеющему свое начало в верхнем палеозое (перми).

Другая, вышележащая, преимущественно осадочная серия, выделенная вначале как гусиноозерская свита, затем как гусиноозерская серия (Н. А. Флоренсов), соответствует интервалу средняя юра — нижний мел (до алт-альба, по Г. Г. Мартинсону и др.) и является, по сравнению с вулканогенной серией, вещественным выражением второго крупнейшего этапа в мезозойской истории Бурятии. В прежнем толковании термина эта серия объединяет (снизу) тугуйскую (вместе с березовской и удинской), хилокскую с галгатайской, гусиноозерскую с ее внутренними подразделениями и, возможно, сотниковскую свиты.

Недавно В. М. Скобло предложил под названием «гусиноозерская серия» понимать только сумму буроугленосных нижнемеловых слоев (см. выше в разделе «Меловая система»), стратотипом которой является

разрез Гусиноозерской впадины. Тем не менее необходимость объединения мезозойских отложений второго, более позднего этапа по формационным признакам очевидна. Дело в том, что в течение этого этапа резко, хотя и в разной степени в различных районах, снизилась роль вулканических процессов и их продуктов, а вместе с тем выдающееся значение приобрели процессы торфо-, а затем и угленакпления. Сейчас мы знаем две такие вспышки: углеобразование в средней юре (тугнуйская свита) и в нижнем меле (гусиноозерская свита, или серия). Не исключено, что угольные пласты со временем будут найдены и в составе верхнеюрской хилокской свиты, хотя по многим признакам (обилие эффузивов в первую очередь) она сходна с более древними свитами вулканогенной серии.

Нельзя, по-видимому, сомневаться и в том, что средняя юра с ее углеобразовательными процессами вообще явилась началом нового этапа геологического развития во всей области, тяготеющей к южному краю Сибирской платформы. Об этом убедительно говорят данные по Туве, Восточному Саяну, Прибайкалью, Южной Якутии. Но вместе с тем на территории Бурятии в конце среднеюрской или начале верхнеюрской эпохи обозначился важный геологический перелом, хотя и иного плана: резкий спад магматической активности, снижение степени метаморфизма отложений, окончание структурной перестройки, обусловившей несогласие в залегании средне- и верхнеюрских слоев. Это противоречие пока не получило разрешения и может быть преодолено в будущем только путем детального формационного анализа.

Недостаточно ясна картина петрологических и петрохимических изменений в течение столь длительного вулканического цикла, каким этот цикл был в Западном Забайкалье, неясен также характер взаимодействия сравнительно быстро здесь чередовавшихся эффузивных и интрузивных этапов.

Что касается палеонтологического обоснования верхней и нижней границы мезозойского разреза Бурятии, а также достоверности его внутренних биостратиграфических подразделений, то и здесь остается еще очень много неясного. Прежде всего, еще слишком бедна палеонтологическая характеристика тамирской осадочно-вулканогенной свиты, ограничивающаяся остатками немногих растений. Поэтому тамирскую свиту нельзя вполне уверенно считать нижним триасом.

Еще менее определены в смысле возраста верхи мезозойского разреза, неясно даже, принадлежат ли к последнему чандинская и сотниковская свиты или же это образования более поздние, послемезозойские. Далее, остаются недостаточно выясненными взаимоотношения березовской, удинской и тугнуйской угленосной свит, хотя среднеюрский их возраст палеонтологически достаточно обоснован. Наряду с мнением, что названные свиты — лишь фациальные разновидности одного стратиграфического уровня, в самое последнее время стало складываться представление о том, что березовская, удинская и тугнуйская свиты являются самостоятельными членами разреза средней юры и что их последовательность (снизу) соответствует приведенному перечислению (Н. П. Михно, В. И. Панов, В. М. Скобло). Однако в этой связи следует иметь в виду, что березовские конгломераты, образовавшиеся в условиях межгорного режима, могут играть роль как краевой фации, фронтально замещающей все остальные, так и фации базальной, отвечающей в последнем случае принятому понятию «свита».

Таким образом, в целом мезозойский разрез Бурятии оказывается гораздо более сложным, чем это представлялось еще 10—15 лет назад. При сравнительно ограниченном «наборе» формаций (вулканогенная, молассоидная, угленосная) этот разрез отличается их частой и сложной

повторяемостью, изменчивостью осадочных фаций по простиранию, резкими и многократными колебаниями в химизме и геологической форме вулканогенного материала. Даже сравнительно однородным вулканогенным толщам неизменно сопутствуют конгломераты (базальные, внутриформационные), указывающие на резкие и многократные преобразования мезозойского рельефа. Грубые фации конгломератов и фангломератов многократно появляются в разрезе также и второго этапа мезозойской истории начиная со средней юры, в течение которого многократно происходило углеобразование.

Вместе с тем разрез мезозойских отложений Бурятии весьма сложен и в структурном отношении. В нем выявлен ряд несогласий, и число последних, возможно, в будущем окажется еще больше, ибо, повторяем, мезозойские образования южных и юго-восточных районов Бурятии именно сейчас находятся в стадии интенсивного изучения. Поэтому нельзя вполне исключать, например, возможность обнаружить здесь и верхнемеловые отложения. Одним из важнейших направлений в будущем изучении мезозоя Бурятии следует считать поиски погребенных кор глубокого выветривания, следы которых здесь кое-где известны, но изучены еще крайне слабо.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Несложная история изучения отложений этих систем начинается с исследований И. Д. Черского (18866), в коллекции которого с юго-восточного побережья оз. Байкал О. Геером были определены отпечатки *Carpinus grandis*, а Ф. Б. Шмидтом — гастроподы *Paludina* sp. В дальнейшем эти отложения изучались многими исследователями преимущественно с точки зрения перспектив их нефтеносности и инженерно-геологических особенностей (Яковлев, 1904; Арсентьев, 1924; Рябухин, 1935; Пальшин, 1955). Внимание геологов было сосредоточено на так называемом танхойском комплексе палеоген-неогеновых отложений юго-восточного побережья Байкала. В меньшей мере палеоген-неогеновые отложения были изучены в других районах Прибайкалья и Западного Забайкалья, и значительно позднее был палеонтологически обоснован их возраст.

Наиболее существенный сдвиг в изучении рассматриваемых отложений произошел в 1950—1960 гг. в связи с глубоким бурением и картированием во впадинах байкальского типа, а также в связи со специальными палеонтологическими исследованиями в бассейне р. Селенги (Иваньев, Флоренсов, 1958; Логачев, 1958а; Флоренсов, 1960а). В начале этого десятилетия были завершены работы по выяснению перспектив золотоносности кайнозойских отложений на Витимском плоскогорье (С. Г. Мирчинк, и др.), где палеогеновые (?) отложения были обнаружены еще раньше (Шахварстова, 1948).

Первые определения О. Геера побудили И. Д. Черского отнести отложения юго-восточного побережья Байкала к миоцену. Только через полвека в коллекции Г. Е. Рябухина, собранной на побережье Байкала и по р. Замараихе в Тункинской впадине, И. В. Палибиным был определен в отпечатках сравнительно богатый комплекс флоры, включавший *Carpinus grandis*, *Betula prisca*, *Ulmus plurinervia*, *Tilia* sp., *Salix varians*, *Sophora schmidtiana*, *Hedera auriculata*, *Equisetum riabuchini*, *Trapa borealis*, *Sagittaria pulchella*, *Tipha latissima*, *Pragmites oeningensis*, *Taxodium tinajorum*, *Gliptostrobos europaeus*. Преобладание среди древесных растений сравнительно теплолюбивых широколиственных

форм позволило сопоставить данный комплекс с олигоценовой ископаемой флорой Тихоокеанского побережья (Палибин, 1936). К точке зрения И. В. Палибина присоединилась Е. С. Раммельмейер (1940), изучавшая примерно в те же годы моллюсков из «третичных» отложений окрестностей ст. Танхой. Несколько иного взгляда держался А. Н. Криштофович. Еще при определении отпечатков *Trapa borealis* в образцах, доставленных А. Г. Гокоевым из Тункинской впадины, он отнес отложения к миоцену и, указав на более широкий возрастной диапазон северного ореха (олигоцен — миоцен), поставил под сомнение его значение как руководящей формы олигоцена.

К миоцену А. Н. Криштофовичем были отнесены также аргиллиты с бурым углем, обнаруженные С. В. Обручевым (1946а) под мощной толщей базальтов на северной окраине Окинского плоскогорья вне связи с современными впадинами. Выводы А. Н. Криштофовича позднее были подтверждены и Г. Г. Мартинсоном (1951), изучавшим неогеновых моллюсков Байкальского побережья после Е. С. Раммельмейер. Этот исследователь выделил в составе так называемой «танхойской фации» (Пальшин, 1955) пять фаунистических слоев, богатых малакофауной различных родов и семейств. Из них описано 48 видов брюхоногих и пластинчатожабренных моллюсков (Мартинсон, 1961). По систематическому составу пластинчатожабренные моллюски оказались подобными неогеновым моллюскам Китая и Балканского полуострова.

Позднее определения Г. Г. Мартинсона и А. Н. Криштофовича послужили основой при составлении схемы стратиграфии кайнозойских отложений Прибайкалья (Логачев, 1958а). Следует отметить, что в последнее время Г. Г. Мартинсон (устное сообщение) допускает возможность олигоценового возраста самых нижних частей разреза.

В Забайкальской части Бурятии достоверно палеоген-неогеновые отложения установлены недавно. Более точная их датировка пока неосуществима из-за крайней скудности палеонтологических остатков. Здесь возможно наличие более древних отложений, чем те, которыми начинается (снизу) разрез кайнозойской серии во впадинах байкальского типа.

На территории Бурятии рассматриваемые отложения распространены более ограниченно, чем фациально и формационно близкие к ним юрско-нижнемеловые отложения. Подобно последним, они связаны преимущественно с межгорными впадинами, причем эта связь прямее и непосредственнее во впадинах байкальского типа, заложенных в третичное время и продолжающих развиваться по восходящей линии до настоящего времени (Флоренсов, 1956а). Высокая тектоническая активность в кайнозое вдоль всего южного края Сибирской платформы, обусловившая создание таких грандиозных структур, как впадины Байкальской системы, и сравнительная «вялость» тектонического режима в Западном Забайкалье, определили зональное распределение мощностей кайнозойских отложений, в том числе палеоген-неогеновых.

В ряде пунктов Прибайкалья и Западного Забайкалья под этими отложениями установлены остатки коры выветривания. Они наблюдаются в Приольхонье, на юго-восточном побережье Байкала (Пальшин, 1955), в Баргузинской впадине (Ламакин, 1952а; Логачев, 1958а), на Витимском плоскогорье (С. Г. Мирчинк и др.), в бассейне р. Селенги (окрестности г. Кяхты), где обычно представлены различными зонами либо остаточной коры разложения (на силикатных породах), либо коры выщелачивания (на известняках и мраморах).

Обрывки древней коры выветривания уцелели в основном по краям впадин байкальского типа. В других пунктах они, как правило, недалеко от полного уничтожения антропогенным размывом. Несомненные

признаки глубокого выветривания, происходившего в течение верхнего мела и палеогена, выявлены также в сопредельных с Бурятией районах Восточного Забайкалья и Средне-Сибирского плоскогорья.

Все эти факты позволяют считать, что процесс корообразования в силу сложившихся тектонических и климатических условий был весьма характерным для этого времени. В настоящее время невозможно охарактеризовать истинные масштабы распространения и степень «зрелости» коры выветривания, так как этому вопросу еще не уделялось специального внимания, но палеогеографическая обстановка, насколько ее удастся восстановить по косвенным признакам, была вполне благоприятной для глубокого выветривания.

Отсутствие достоверных отложений верхнего мела и раннего палеогена рассматривается большинством исследователей как признак обособленности циклов мезозойского и кайнозойского осадконакопления вследствие затухания тектонической деятельности, наступившего после отложения верхов гусиноозерской серии. Пенепленизация, первые признаки которой обнаруживаются уже в конце нижнемеловой эпохи (Флоренсов, 1958б), привела в конце мела — начале палеогена к распространению более или менее равнинной поверхности, создав таким образом первое необходимое условие для химического выветривания. Вряд ли следует думать, что в это время осадконакопление полностью приостановилось; возможно, что именно тогда в некоторых мезозойских впадинах Западного Забайкалья сформировались мухейская и сотниковская свиты, но этим не отрицается роль перерыва и химического выветривания в течение верхнего мела и палеогена.

Благоприятствовал химическому выветриванию не только спокойный рельеф, господствовавший в Бурятии с начала верхнего мела до неогена включительно, но и климатические условия. Начало позднепалеогенового осадконакопления застало в Прибайкалье и Забайкалье относительно теплолюбивую флору, в составе которой, помимо листопадных широколиственных форм, еще удерживались некоторые виды субтропической растительности (миртовые, лавровые, магнолия, нисса, падуб). Следовательно, в течение верхнего мела и палеогена на территории Бурятии, находившейся под влиянием влажного субтропического климата морских трансгрессий Западно-Сибирской низменности и довольно сухого и жаркого климата Центральной Азии, могли существовать более мягкие климатические условия, чем в неогене. Даже в течение неогена здесь сохранялись условия, в целом благоприятные для химического выветривания, что наложило заметный отпечаток на соответствующие отложения, предопределив участие в их составе диатомитов, известняков и мергелей в ассоциации с глинистыми породами, песчаниками и бурыми углями.

ПРИБАЙКАЛЬЕ

На территории высокогорного Прибайкалья неогеновые отложения выходят по краям межгорных впадин или на горных перемычках типа Еловского отрога в Тункинской впадине. Сравнительно недавно (Логачев, 1958а) они были расчленены на две свиты: угленосную (миоцен — нижний плиоцен) и так называемую «охристую» (верхний плиоцен). Последняя была отнесена к неогеновой системе без должного палеонтологического обоснования. По-видимому, ее целесообразно относить к низам антропогена в тех расширенных рамках, которые предложены В. И. Громовым и др. (1958).

Палеоген-неогеновые отложения Прибайкалья залегают на сложно-дислоцированном фундаменте, состоящем из метаморфических и извер-

женных пород докембрия и палеозоя; последние местами преобразованы в кору выветривания. В некоторых впадинах, например в Южно-Байкальской, между палеогеновыми отложениями и фундаментом вкливаются линзы юрских отложений.

Угленосная свита (по данным бурения) в Тункинской впадине имеет мощность около 1300 м, в Байкальской (дельта р. Селенги) — более 1800 м, в Баргузинской — около 800 м. В каждой из названных впадин она составляет примерно половину всего кайнозойского разреза. Как по краям впадин, так и во внутренних частях свита состоит из переслаивания разноокрашенных (но не пестроцветных) глин, алевролитов, полимиктовых и аркозовых песчаников и песков. Среди этих пород на различных уровнях разреза встречаются редкие пласты и линзы хемогенных и органогенных отложений — мергелей, загрязненных терригенным материалом известняков, диатомовых глин, диатомитов, бурых углей и лигнитов. Отнесение угленосной свиты к миоцену — нижнему плиоцену основано на находках ископаемых моллюсков в отложениях танхойской фации на юго-восточном побережье Байкала (Мартинсон, 1951; Пальшин, 1955). Этот возраст подтвержден в последнее время определениями остатков неогеновых позвоночных, обнаруженных в отложениях о. Ольхон. Такого же мнения придерживались палинологи М. А. Седова, И. М. Покровская, З. И. Ильясова и Л. Н. Гугова, отметившие довольно высокое (до 20—30%) содержание в пыльцевых комплексах описываемых отложений пыльцы граба, лещины, ореха, гикори, лапыны, бука, дуба, каштана, клена, вяза, ольхи, хмелеграба, дзельквы, ликвидамбра, сумаха, липы, а также вкрапленность пыльцы таких вечнозеленых субтропических форм, как магнолия, нисса, падуб, миртовые и лавровые.

В последнее время, однако, получены новые данные о снижении нижней возрастной границы палеоген-неогеновых отложений до олигоцена. Выяснилось, что наиболее низкие горизонты этих отложений, вскрытые в 1960—1961 гг. скважиной Р-3 у дер. Исток (дельта р. Селенги) в интервале 2500—3100 м, содержат пыльцевой комплекс с преобладанием пыльцы теплолюбивых широколиственных форм над пыльцой хвойных и повышенным против верхних горизонтов содержанием пыльцы вечнозеленых субтропических растений. Здесь же отмечена единичная пыльца пальм. В шлеме из того же интервала В. В. Самсоновым обнаружены обломки раковин со специфической ребристой скульптурой. По устному свидетельству С. М. Поповой, подобные раковины совершенно чужды известной до сих пор малакофауне из угленосной свиты байкальского побережья и, по-видимому, являются более древними, возможно даже меловыми. Таким образом, совокупность новых данных заставляет отнести нижние горизонты «третичной» толщи к олигоцену.

На Еловском отроге в Тункинской впадине разрез палеоген-неогеновых отложений, доступный непосредственному наблюдению, по данным А. Е. Потапенкова и Н. А. Флоренсова, следующий (снизу, мощность в метрах):

1. Обожженные, плотные алевролитистые глины красного цвета	5
2. Бурый уголь, плотный, матовый	1
3. Красная песчанистая глина	12
4. Бурый уголь с хорошо сохранившейся лигнитовой структурой	2—9
5. Палевые и серые песчанистые глины с прослоями полимиктовых песчаников. Глины состоят из хлопьевидной массы гидрослюд, в которую заключены круглые и вытянутые панцири диатомей, спикулы губок, песчинки кварца и полевого шпата	60
6. Коричневые вязкие углистые глины с пластом лигнита и прослоями песчаника	20

При бурении в области максимального прогиба Тункинской впадины (окрестности дер. Талой) толща третичных отложений была вскрыта скважиной под антропогеновыми отложениями на глубине 1280 м. Здесь она имеет мощность свыше 1 км и сложена однообразно переслаивающимися глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, песками и базальтами¹.

Третичные отложения юго-восточного побережья Байкала во многих отношениях сходны с тункинскими. Главными типами пород в обнажениях и буровых скважинах (Рябухин, 1935; Пальшин, 1955) здесь также являются глины, засоренные песком и растительными остатками, алевролиты, песчаники и бурые угли. Кроме того, встречаются выдержанные слои зеленовато-серых мергелей, нередко переполненные раковинами моллюсков.

По рекам Селенгушке, Осиновке, Половинке, Малиновке и др. вскрыты отложения преимущественно глинистые с прослоями песка, пластами бурого угля мощностью до 5 м и мергеля. По данным бурения, в районе ст. Танхой мощность палеоген-неогеновых отложений достигает 440 м. В нижней части их разреза преобладают глины бурого, черного, серого и синего цвета, сильно обогащенные органическим материалом. Песчаники занимают подчиненное место, еще реже встречаются пласты бурого угля мощностью не более 1 м. Средняя часть разреза состоит в основном из песчаников и алевролитов, но в самом верху они уступают место глинам. Последние содержат лишь редкие прослои песчаника и пласты бурого угля до 6 м мощности (Пальшин, 1955).

Северо-восточнее Танхой, в районе р. Мишихи, палеоген-неогеновые отложения представлены в основном песчаниками, содержащими линзы и прослои гравелитов. Угольные пласты здесь являются редкостью и всегда маломощны (10—15 см). Еще далее на северо-восток, между реками Малой Ивановкой и Мысовой, их разрез снова становится таким же, как в окрестностях Танхой, но с той разницей, что здесь среди глин, алевролитов и песчаников несколько меньше угольных пластов и мала их мощность.

Отчетливые фациальные изменения палеоген-неогеновых отложений вдоль побережья Байкала послужили основанием для выделения в их составе трех фациальных комплексов: танхойского, мишихинского и клюевского (Пальшин, 1955).

Весьма мощные (более 1800 м) палеоген-неогеновые отложения устья р. Селенги литологически подобны описанным, однако, по указанию В. В. Самсонова, в их составе наряду с глинами, алевролитами и песчаниками широко распространены гравийные отложения. Кроме того, здесь, возможно, имеет место наращивание разреза более древними, чем в других впадинах Байкальской системы, горизонтами третичных отложений.

По сообщению С. М. Замараева, неогеновые отложения Баргузинской впадины, обнажающиеся или вскрытые бурением на ее юго-западной окраине, представлены глинами, алевролитами и песчаниками, многократно переслаивающимися между собой. По всему разрезу здесь отмечены обугленные растительные остатки или тонкие прослои бурого угля. В целом для этих отложений, как и в Тункинской и Байкальской впадинах, характерна резкая фациальная изменчивость (выпадение из разреза одних слоев и замещение их другими), но общий фациальный облик осадков вблизи подножий хребтов и в центральной части впадины остается приблизительно одинаковым. Примерно в середине разреза

¹ См. схему сопоставления разрезов кайнозойских отложений впадин байкальского типа в разделе «Антропогеновая система».

содержатся прослой белых и светло-серых глин, в составе которых преобладают каолинит и гидрослюда. Одновременно с этим появляются диатомиты и диатомовые глины, очень легкие и белеющие при высушивании.

Для угленосной свиты байкальских впадин примечательно господство песчано-глинистых осадков над грубообломочными. Конгломераты и гравийные отложения для нее малохарактерны, за исключением района дельты р. Селенги, где эти породы (преимущественно гравийные) все же играют видную роль. В поперечных сечениях межгорных впадин состав свиты почти не меняется, иными словами, на гранулометриии пород не отражается сколько-нибудь заметно близость хребтов в их современном виде (в отличие от всех вышележащих свит кайнозойского разреза с их резко выраженной фациальной изменчивостью вкрест распространения впадин).

Важной чертой палеоген-неогеновых отложений является относительное богатство их органическими остатками — бурыми углями и опаловыми створками диатомей. Пласты бурых углей имеются во всех впадинах, но максимальная угленасыщенность свойственна танхойской «фации» (Пальшин, 1955) юго-восточного побережья Байкала. Пласты угля достигают 5—10 м мощности, но обычно не превышают 1—1,5 м; наблюдались случаи их расщепления. Угольные пласты хорошо видны и в мелководной полосе Байкала, на абразионной террасе Байкальского шельфа. Бурением скважин, проведенным в 1950—1955 г., было установлено, что угольные пласты тяготеют к краям межгорных впадин, тогда как в центральных частях последних, по мере увеличения мощности отложений, растительные остатки образуют лишь тонкие (до 15 см) редкие прослой бурого угля, а чаще рассеяны в массе осадков в виде обугленного сора.

Остатки диатомовых водорослей широко распространены в угленосной свите Баргузинской и Тункинской впадин, но до сих пор не найдены в значительных скоплениях в неогеновых отложениях на Байкале. Диатомей, нередко имеющие в разрезах по краям впадин «породообразующее» значение, слагают даже пласты глинистых диатомитов и диатомовых глин и представлены пресноводными планктонными формами и формами донного обрастания. Среди них Ж. П. Поповой определены *Melosira praeislandica*, *M. scabrosa*, *Stephanodiscus tuncensis* (P o r o w a), *St. antiquus* (P o r o w a), *Tetracyclus lacustris*, *Cymbella lanceolata*, *Eunotia poliglyphus*, *Surirella ovata*, *Tabellaria* sp., *Navicula* sp., *Pinnularia* sp.

Из аутигенных соединений, помимо опаловых каркасов диатомей, встречаются карбонаты кальция, входящие в состав голубовато-серых мергелей, а иногда образующие тонкие прослой хемогенных известняков, а также закисные формы железа — пирит и вивианит.

В целом для угленосной свиты характерно значительное по сравнению с другими членами разреза кайнозоя содержание органического углерода (в среднем 0,5—2%), что является следствием произрастания пышной неогеновой растительности и интенсивного развития жизни в озерах и реках, которыми были заняты днища межгорных впадин.

Сравнительно простой и довольно однообразный литологический состав угленосной свиты во всех изученных впадинах свидетельствует об однородности тектонических и климатических условий на территории Саяно-Байкальского нагорья в неогене. Лишь в Юго-Западном Прибайкалье и Восточном Саяне накопление осадков угленосной свиты сопровождалось мощными излияниями базальтовых лав, причем некоторые центры извержений действовали непосредственно внутри впадин, в частности Тункинской (Логачев и Кравченко, 1955). Почти треть общей

мощности угленосной свиты в Тункинской впадине приходится на долю базальтов, образующих многочисленные потоки и покровы (от 5 до 80 м). Вулканические ландшафты составляли в то время характерную особенность Юго-Западного Прибайкалья.

Судя по преобладанию глинисто-алевролитовых и песчаных пород и малой фациальной изменчивости, угленосные отложения накапливались в условиях сравнительно спокойного рельефа. Тот факт, что они не содержат грубообломочных отложений даже на краях впадин, свидетельствует о низкой тектонической активности в период седиментации. Бассейны накопления представляли тогда плоские депрессии, заносимые озерно-болотными и речными осадками, их границы были расплывчатые, а рельеф областей сноса — низким и слабо расчлененным. Довольно теплый и влажный климат, на который указывает определенная по отпечаткам и пыльце флора смешанных и широколиственных лесов с примесью субтропических форм, благоприятствовал развитию растительности и углеобразованию, причем оптимальные условия для последнего существовали вдоль краев впадин, занятых массивами лесных болот.

Заметная роль диатомовых глин и диатомитов, свидетельствующая о массовом развитии диатомовых водорослей в бассейнах, явилась следствием поступления из областей сноса значительных масс кремнекислоты, освобождавшейся при химическом выветривании силикатов в кристаллических породах фундамента.

ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Фаунистически охарактеризованные палеоген-неогеновые отложения здесь до недавнего времени вообще не были известны. К ним условно относились грубые предгорные конгломераты и песчаники Гусино-Удинской и Хилокской впадин (Обручев, 1929; Иванов, 1949б и др.). Возраст этих отложений до сих пор остается загадкой.

Достоверно палеоген-неогеновые отложения были впервые установлены К. А. Шахварстовой (1948) на юго-западной окраине Витимского плоскогорья, по рекам Муясыну и Таге, и отнесены, по-видимому без достаточных оснований к палеогену. Позднее они были выявлены С. Г. Мирчинк и другими исследователями при геоморфологических исследованиях в других районах плоскогорья, в частности в Верхне-Чининской и Ципинской межгорных впадинах.

Раннеогеновые отложения этих районов во многих отношениях сходны с угленосной свитой байкальских впадин, но имеют небольшую мощность (видимая превосходит 70 м). Они представлены песчаниками, алевролитами и глинами, залегающими в разнообразных комбинациях. Для этих пород характерны тонкая слоистость, большое количество углистых включений, обломки древесины, тонкие (до 2—3 см) прослои с вкрапленностью аутигенного пирита и вивианита.

Помимо этих по преимуществу озерно-болотных отложений, на Витимском плоскогорье известны грубообломочные золотоносные отложения, связанные с самыми древними речными террасами. Они моложе озерно-болотных осадков и соответствуют началу активизации тектонических движений, наступившей после неогенового осадконакопления. В ряде пунктов золотоносный аллювий залегает непосредственно на коре выветривания древних пород. В последнее время С. Г. Мирчинк (1957) стала относить этот аллювий к эоплейстоцену.

В других районах Западного Забайкалья отложения типа угленосной свиты Прибайкалья пока неизвестны, за исключением глин с про-

слоями песка в районе Улан-Удэ, обнаруженных Н. П. Михно; по сообщению Г. Г. Мартинсона, глины содержат отпечатки унионид, близких к известным в танхойском комплексе. Эти отпечатки, к сожалению, еще слабо изучены, но уже теперь ясно, что отложения, по возрасту и фашиально близкие к угленосной свите Прибайкалья, распространены и в бассейне р. Селенги, о чем ранее можно было только предполагать. Кроме того, открытие палеогеновых отложений в Гусино-Удинской впадине, несомненно, приблизит решение вопроса о возрасте других толщ мезо-кайнозоя, относимых то к верхнему мелу, то к палеогену.

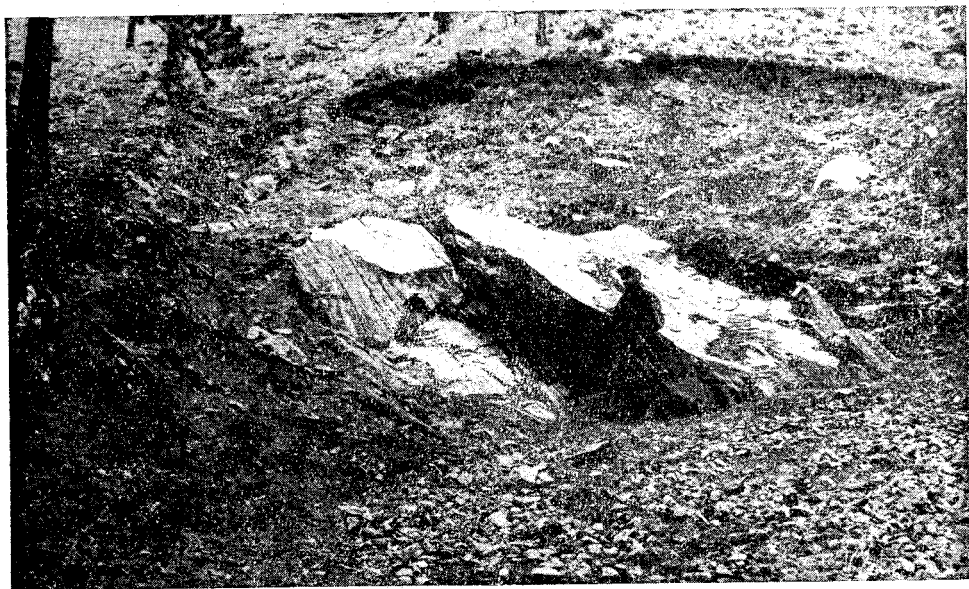


Рис. 50. Глыбово-валунные брекчии сотниковской свиты в левом борту долины р. Верхней Березовки, близ г. Улан-Удэ. Фото Н. А. Логачева

Что касается упомянутых толщ проблематичного возраста, то в последние годы в ряде пунктов вполне определенно доказан их посленижнемеловой возраст, поскольку они залегают с угловым несогласием на отложениях гусиноозерской серии. В районе Удино-Витимского между речья эти отложения объединены в мухейскую свиту, в окрестностях г. Улан-Удэ — в сотниковскую. Эти свиты несомненно близки по возрасту, и ими отмечен своеобразный — посленижнемеловой — этап в развитии некоторых забайкальских впадин, главным содержанием которого было возобновление дифференцированных движений и накопление предгорных и озерно-речных осадков.

По периферии межгорных впадин в составе названных свит преобладают глыбовые и валунные брекчии (рис. 50) и конгломераты, включающие прослой и линзы нормальных конгломератов, гравелитов, песчаников, песков, алевролитово-глинистых пород. Обломочный материал отсортирован обычно плохо и слабо сцементирован глинистым, глинисто-карбонатным и глинисто-железистым веществом. В направлении от краев к центру впадин роль песчаников и глинистых пород постепенно возрастает, хотя в целом состав свит остается все еще довольно грубым; становится совершеннее обработка и сортировка обломочного материала.

В бассейне р. Мухея под отложениями мухейской свиты отмечены остатки коры выветривания, развитой на гранитах различного возраста и эффузивах цаганхунтейской свиты. Во внутренней части Мухейской мульды разрез начинается 45-метровым горизонтом слабо сцементированного конгломерата на песчано-глинистом цементе с линзами и прослоями крупнозернистого песка (до 5 м). Выше залегает пачка полурыхлых песчаников (до 35 м) с прослоями глин и галечников. Верх разреза составляют преимущественно конгломераты. Мощность мухейской свиты около 200 м (Беличенко и др., 1960).

Мухейская и сотниковская свиты сформировались, по-видимому, до отложения угленосной свиты Прибайкалья. По ряду признаков их невозможно сопоставить также с послеугленосной «охристой» свитой, хотя по составу и условиям накопления все они имеют много общего (преобладание грубых осадков, быстрая фациальная изменчивость, слабая цементация и т. п.). Бедный палинологический материал, по-видимому, указывает на верхнемезозойский возраст сотниковской свиты. В составе пыльцевых комплексов мухейской свиты Г. И. Таракановой отмечено преобладание пыльцы покрытосеменных древесных форм над пыльцой голосеменных. Это обстоятельство, по мнению палинологов, позволяет отнести отложения мухейской свиты к палеогеону.

В Восточном Забайкалье вероятными аналогами мухейской и сотниковской свит являются шилкинские конгломераты, донеогеновый возраст которых теперь установлен довольно определенно.

К неогеновой системе в Западном Забайкалье были отнесены недавно выявленные красноцветные отложения, заключающие местами остатки фауны с поздней формой гиппариона (Иваньев, Флоренсов, 1958). Эти отложения хорошо сопоставляются с наиболее молодой красноцветной формацией Юго-Восточной Монголии и Северного Китая. В новом, расширенном понимании объема четвертичной системы они занимают свое место в нижнем отделе антропогена и подробно рассматриваются ниже.

В неогеновое время на территории Бурятии происходили излияния базальтовых лав (см. раздел «Кайнозойский вулканизм»).

В заключение необходимо сказать об отложениях палеогеновой и неогеновой систем Бурятии как источнике тех или иных видов минерального сырья. Сами отложения используются в настоящее время главным образом в качестве сырья для производства обычного кирпича. При их дальнейшей перспективной оценке следует учитывать наложение процессов химического выветривания на осадконакопление миоцена — нижнего плиоцена. В такой же связи палеоген-неогеновые отложения байкальских и родственных им впадин заслуживают внимания как объекты поисков залежей огнеупорных и керамических глин, диатомитов и минеральных красок.

До сих пор не оценена роль палеоген-мелового выветривания, несомненно сыгравшего важную роль в экзогенной минерации на территории Бурятии с ее редким разнообразием материнских пород. Эта проблема является первоочередной среди других проблем геологии кайнозоя.

Влияние выветривания на экзогенную минерацию проявилось как в возникновении новых минеральных соединений, сингенетичных выветриванию, независимо от того, оставались они вследствие своей инертности в коре выветривания или выносились из нее, так и в высвобождении из материнских пород и относительно избыточном накоплении в коре выветривания стойких к выветриванию минералов (золота, вольфрамит, касситерит, ильменит и др.). Таким образом создавался дополнительный резерв этих минералов, использованный при формиро-

вании первых россыпей в четвертичной долинной сети. Именно этим обусловлено обогащение золотом россыпей бассейна р. Витима и Восточного Забайкалья (Мирчинк, 1959), связанных с фрагментами древней, видимо поздненеогеновой, долинной сети, которая сложилась после длительного господства в Прибайкалье и Забайкалье полуравнинного рельефа.

С впадинами байкальского типа связаны, видимо, немалые запасы бурого угля, частично уже используемые для нужд местной промышленности. Масштабы угленосности этих районов еще не оценены.

Высказанная в свое время Г. Е. Рябухиным мысль о связи байкальской нефти с «третичными» отложениями не получила признания у большинства геологов, однако в последнее время она развивается на новой основе В. В. Самсоновым (1960 г.). Отложениям палеогена и неогена, как уже выше указывалось, свойствен довольно высокий потенциал органического углерода. Допустимо, что в особых геологических и термодинамических условиях, какие можно предполагать в наиболее глубокой Байкальской впадине, органическое вещество преобразовывалось в нефть. Образование нефти в этих геологически молодых отложениях, быть может, не прекращается и в настоящее время. Мигрируя из глубинных частей впадины к ее краям, оборванным сбросами, она появляется на поверхности в виде линейных выходов. Промышленная ценность байкальской нефти не внушает особых надежд, но вместе с тем не может считаться окончательно выясненной.

АНТРОПОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

До недавнего времени стратиграфии рыхлых отложений Бурятии не уделялось достаточного внимания. Интересы геологов и геоморфологов были сосредоточены на выяснении особенностей древнего оледенения, проявлений молодого вулканизма, характера и темпа новейших движений и некоторых других черт палеогеографии антропогена Прибайкалья и Забайкалья. По этой причине выполненные до 1950 г. работы содержат мало сведений о стратиграфии этих отложений и палеонтологических находках в них. Исключение представляет известная сводка В. А. Обручева по геологии и орографии Селенгинской Даурии, в которой знаменитый исследователь предложил первую схему расчленения антропогеновых отложений на несколько возрастных групп, соответствующих конкретным этапам развития рельефа, последовательно сменявшим друг друга во времени (В. Обручев, 1914, 1929). Для обоснования своей схемы В. А. Обручев смог привлечь весьма скромные и геологически слабо увязанные данные по фауне млекопитающих, почерпнутые у В. С. Моллесона (1898) и М. В. Павловой (1911). Однако эта схема, несмотря на ее давность, сохранила до настоящего времени значение как основа для более подробного расчленения.

Начиная с 1950 г. в изучении геологии Бурятии большой вес приобретают работы, связанные с антропогеновыми отложениями. Особенно интересны в этом отношении исследования в межгорных впадинах, проводившиеся коллективом геологов под руководством Н. А. Флоренсова (Флоренсов, 1960а; Иваньев, Флоренсов, 1958; Логачев, 1958а). Этими исследованиями было положено начало биостратиграфическому изучению рыхлых отложений, широко развернувшемуся в самые последние годы. Завершенные несколько ранее работы по выяснению перспектив золотоносности Витимского плоскогорья (С. Г. Мирчинк и др.) дали также много свежего материала по стратиграфии антропогена и истории развития рельефа этого района.

Наконец, с 1956 г. на территории Бурятии начали проводиться специальные тематические исследования по разработке местной схемы стратиграфии антропогена и сопоставлению ее с общепринятой шкалой. Особое внимание при этом было уделено систематическому изучению остатков ископаемой фауны, которыми антропогеновые отложения Бурятии оказались относительно богаты. Итоги этих исследований частично опубликованы Н. К. Верещагиным, Л. Н. Иваньевым, М. Ф. Кузнецовым (1960), Э. А. Вангенгейм (1960), Э. И. Равским (1960, 1961), Д. Б. Базаровым (1961).

Разнообразный в фациально-литологическом отношении рыхлый покров Бурятии связан с двумя крупными структурными зонами. Первая представляет собой пояс внутригорных кайнозойских впадин Прибайкалья, охватывающий южный край Сибирской каледонской платформы в самой высокой части Саяно-Байкальского нагорья. Остальная территория, расположенная к востоку и югу от байкальских впадин и объединяющая Селенгинскую Даурию и Витимское плоскогорье, составляет вторую, Забайкальскую зону. Самостоятельное значение этих зон было доказано Н. А. Флоренсовым (1960а) и останавливаться на их рассмотрении нет необходимости. Важно лишь подчеркнуть, что связанные с ними антропогеновые толщи существенно отличаются друг от друга по составу, мощности и типу строения, т. е. представляют собой разные формации.

При описании антропогеновых отложений в их хронологической последовательности необходимо коснуться вопроса о их нижней границе. Применительно к территории Прибайкалья и Забайкалья этот вопрос, имеющий принципиальное значение, до сих пор не обсуждался, хотя предпосылки для его решения уже имеются.

В данном очерке нижняя граница антропогена принята с учетом тенденции к ее понижению до низов прежнего верхнего плиоцена (Громов и др., 1958; Громов, 1960). В бассейне р. Селенги она уверенно проводится по подошве красноцветных отложений с поздней гиппарионовой фауной. Иначе дело обстоит на Витимском плоскогорье и в Прибайкалье, где из-за отсутствия показательных фаунистических остатков нижнюю границу можно наметить лишь условно. В бассейне р. Витима С. Г. Мирчинк отнесла к эоплейстоцену красно-бурые золотоносные галечники начальной стадии развития речных долин, протекавшей в условиях выположенного и слабо расчлененного рельефа.

В мощной (более 2 км) серии кайнозойских отложений байкальских впадин нижняя граница антропогена может быть проведена по подошве грубообломочных отложений, залегающих над толщей заведомо неогеновых угленосных тонкозернистых осадков (рис. 51). Существование этой границы обусловлено коренными изменениями в ходе осадконакопления под влиянием резкого усиления тектонических движений и похолодания климата после завершения неогенового этапа осадконакопления (Логачев, 1958а; Равский, 1960).

Эоплейстоцен

Во впадинах байкальского типа отложения этого возраста представлены «охристой» свитой, относившейся ранее к верхнему плиоцену. Она отделена от нижележащей угленосной свиты резкой сменой гранулометрического состава осадков и местами явно видимым угловым несогласием. В прибортовых частях Тункинской, Байкальской и других впадин толща эоплейстоценовых отложений сложена валунниками, конгломератами, брекчиями, гравийными и грубозернистыми песками и песчаниками, фациально замещаемыми внутри впадин песками,

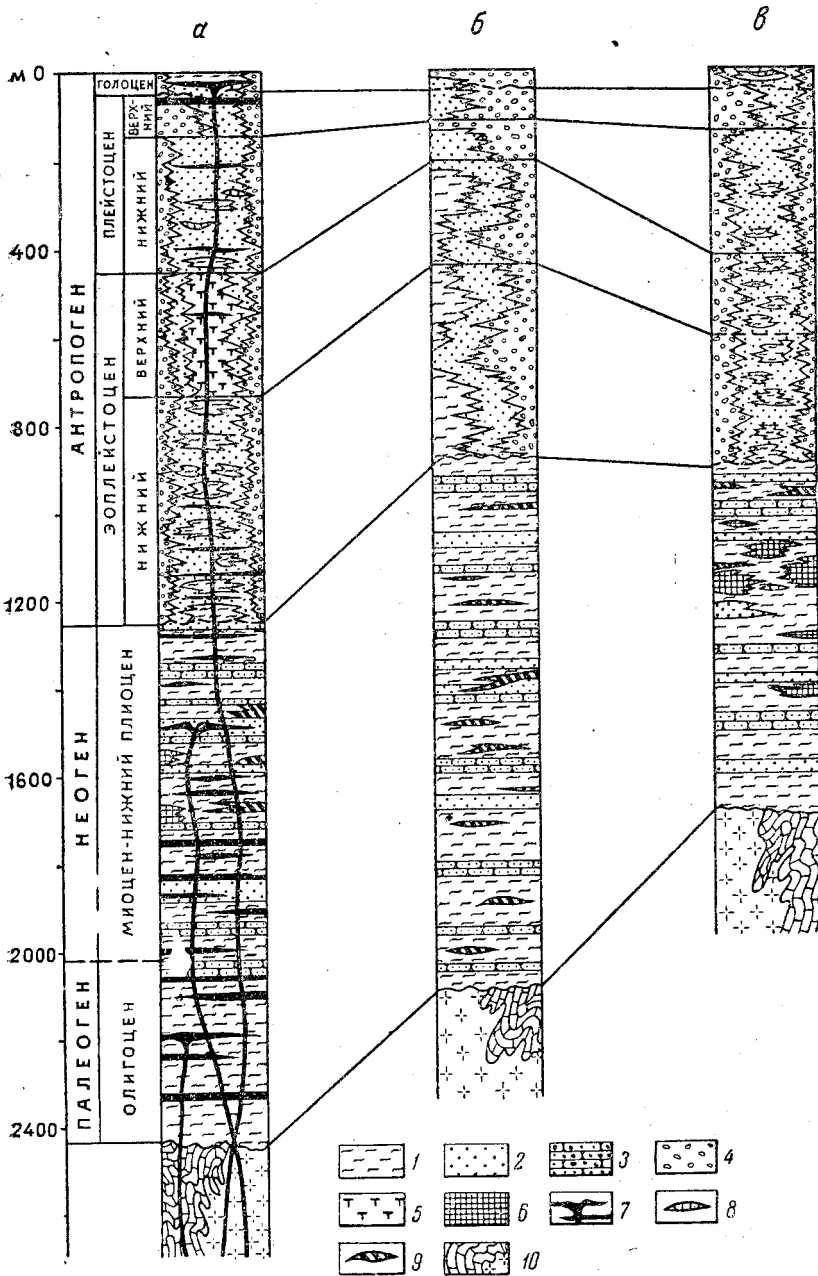


Рис. 51. Схема сопоставления разрезов кайнозойских отложений впадин байкальского типа: а — Тункинской, б — юго-восточного побережья Байкала в окрестностях Танхой, в — Баргузинской

1 — глины, алевроиты, алевролиты; 2 — пески; 3 — песчаники; 4 — конгломераты, галечники, брекчи; 5 — туфы, туффиты; 6 — диатомовые глины; 7 — базальты; 8 — торфяники; 9 — бурые угли; 10 — породы кристаллического фундамента

алевритами и глинами. В отдельных случаях эта толща внутригорных моласс обладает ритмическим строением, например в разрезе по р. Хобоку в восточной части Тункинской впадины представлен двучленный ритм, состоящий из повторения конгломератов с прослоями песчаников и суглинков. В песчано-известковом цементе конгломератов обнаружены раковины моллюсков *Carichium* aff. *minimum* Mull., *Columnella edentula* Drap., *Succinea* sp., *Vallonia pulchella* Mull., *Goniodiscus ruderatus* Stud. (определения Г. Г. Мартинсона).

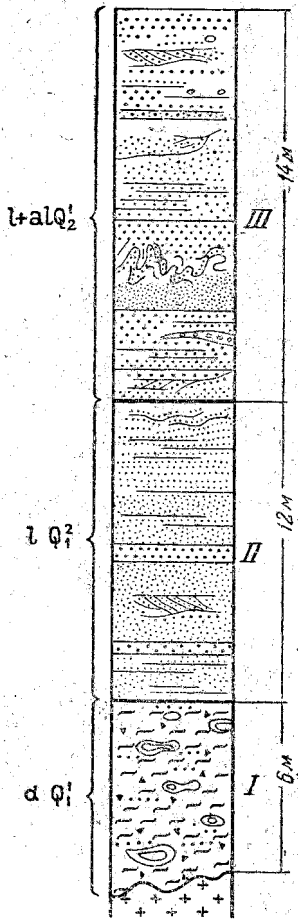


Рис. 52. Разрез четвертичных отложений у горы Тологой
I — горизонт красноцветных отложений (нижний эоплейстоцен); II — горизонт супесей и мелкозернистых песков (верхний эоплейстоцен); III — горизонт разнозернистых и гравийных песков со следами мерзлотных деформаций (нижний плейстоцен)

Грубообломочные фашиально изменчивые отложения эоплейстоцена распространены также в Мондинской («мондинские» конгломераты), Торской, Быстринской и Баргузинской впадинах. Во всех случаях они более или менее однотипны. Характерной их чертой является интенсивное в отдельных случаях ожелезнение, причем гидроокислы железа присутствуют как в терригенной, так и в аутигенной формах в виде конкреций, корок, разводов лимонита. По мнению одних исследователей (Логачев, 1958a), этот признак связан с размывом остаточных существенно железистых чехлов донеогеновой коры выветривания, которая продолжала формироваться во время накопления угленосной неогеновой толщи, другие же (Равский, Голубева, 1960), ссылаясь на широкое распространение красноцветных отложений на смежной территории Западного Забайкалья, склонны видеть в этом проявление самостоятельной красноцветной коры выветривания, возникшей в плиоцене. Обломки выветрелых и каолинизированных пород являются обычным компонентом в отложениях раннего антропогена, особенно в нижних горизонтах байкальских впадин и бассейна ве ховьев р. Витима.

В наиболее крупных и лучше изученных впадинах — Тункинской, Байкальской и Баргузинской — эти отложения имеют мощность до 700 м, сокращающуюся к их краям до первых десятков метров в связи с общим выклиниванием серии кайнозойских осадков.

В разрезе антропогена Тункинской впадины, кроме собственно «охристой» свиты, в составе эоплейстоцена выделяется туфогенно-осадочная свита мощностью до 250 м, залегающая поверх «охристой». Она сложена различными по размерам обломков базальтовыми туфами, туффитами и туфопесчаниками, фашиально замещаемыми по направлению к Тункинскому хребту и Ниловскому отрогу нормально-осадочными отложениями — песками, конгломератами, брекчиями. Аналогичные по возрасту, т. е. верхнеэоплейстоценовые, отложения других впадин трудно отделимы от нижележащих грубообломочных обохренных осадков нижнего эоплейстоцена.

так как среди них отсутствуют пирокластические породы. Во всяком случае, разрез эоплейстоцена Тункинской впадины свидетельствует о возможности расчленения этого отдела в Прибайкалье на два яруса¹.

Судя по спорово-пыльцевым анализам эоплейстоценовых отложений, в Прибайкалье в это время существовали хвойные леса с господством сосны при меньшей роли ели, лиственницы, пихты, тсуги, березы, ольхи. По всему разрезу встречается единичная пыльца относительно теплолюбивых широколиственных древесных пород — вяза, липы, ореха. Хвойная растительность эоплейстоцена явилась прямой предшественницей современной тайги.

На сопредельной с Прибайкальем территории Селенгинской Даурии выделение отложений эоплейстоцена обосновано рядом палеонтологических находок (Иваньев, Флоренсов, 1958; Вангенгейм, 1960). Впервые они были установлены в разрезе у горы Тологой, на левом берегу р. Селенги, близ Улан-Удэ. Здесь в уступе 30-метровой террасы непосредственно у подошвы склона на красных палеозойских гранитах залегают (снизу, мощность в метрах; рис. 52):

1. Буровато-красная неяснослоистая дресвянистая супесь с розовыми и серыми эпигенетическими желваками в форме дисков, лепешек, веретен, прочно сцементированных известью; дресвы внизу, чем вверху; слоистость обусловлена параллельным взаиморасположением желваков в однородной массе уплотненной красной породы, некоторые из них содержат крошку и более крупные осколки костей; вне стяжений костные остатки отсутствуют 6
2. Серые и светло-серые мелкозернистые пески и супеси, в отдельных интервалах параллельнослоистые; верхняя часть горизонта костеносна 10
3. Серые и желтовато-серые неравномернозернистые, грубые пески с прослоями и линзами слабо окатанного гравия; изредка попадает мелкая галька порфирита, кремня, гранита. В 4 м от подошвы горизонта залегают 1,5—2-метровый слой с ясными следами деформаций мерзлотного (?) происхождения 14

Нижний горизонт Тологойского разреза включает в себе остатки гиппарионовой фауны. Л. Н. Иваньевым определены в нем следующие формы: *Mus* sp., *Marmota* sp., *Mustella* sp., *Felidae* sp., *Dicerorhinus* sp., *Hipparion* sp.; *Gazella* cf. *gutturosa* Pall.², *Cervus* sp., *Canidae* gen. sp., *Bovinae* gen. sp., *Struthio* sp., *Acipenser* sp.

Характер отложений и состав фауны (за исключением остатков осетра — *Acipenser* sp., непонятным образом попавших в захоронение) свидетельствуют о наземном, скорее делювиальном происхождении красноцветов.

Другое известное захоронение эоплейстоценовой фауны у дер. Береговой (рис. 53) связано со слоем балочного пролювия, состоящего из песка и супеси розовато-серого, серого, реже красного цвета. В верхней половине этого слоя залегают красно-бурый влажный слюдистый суглинок в виде линз неправильной формы, содержащих остатки млекопитающих *Antilospira* cf. *Zdanskii* (?), *Gasella* cf. *gutturosa* Pall., *Cervus* sp., *Dicerorhinus* sp., *Hipparion* sp., *Ursus* sp., *Nyaena* sp. (раскопки и определение Л. Н. Иваньева). Здесь же отмечены кости грызунов, гуся и яичная скорлупа страуса. Под слоем пролювия залегают слой красных глин с редкой дресвой местного порфирита и стяжениями белой пишущей извести. Ниже красноцветов следует хаотический нанос — брекчия из обломков мезозойских вишнево-черных порфиритов, слагающих коренное ложе оврага.

По мнению Э. А. Вангенгейма и Л. Н. Иваньева, фауна забайкальских красноцветных отложений сопоставима с нижнесаманьским ком-

¹ Э. И. Равский и Л. В. Голубева считают возможным даже трехчленное деление эоплейстоцена Тункинской впадины (Равский, Голубева, 1960).

² Эту форму Э. А. Вангенгейм определяет как *Gazella* ex gr. *sinensis*, что, по нашему мнению, более правильно.

плексом фауны Северного Китая и хопровским комплексом Европейской части Союза ССР. Следовательно, она характеризует наиболее древние слои эоплейстоцена.

Как показали исследования последних лет, отложения эоплейстоценовой красноцветной формации имеют довольно широкое распространение на территории Селенгинской Даурии. Почти во всех известных выходах они представлены глинами и суглинками, засоренными дресвой, песком и щебнем. Цвет этих отложений красный и бурый; сероцветные разновидности редки. Весьма типичны несколько уплотненное сложение, низкая степень окатанности обломочного материала, неяснослоистая текстура и наличие (местами изобилие) эпигенетических стяжений

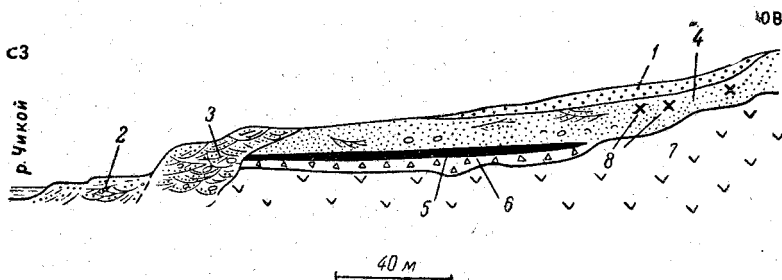


Рис. 53. Разрез отложений с гиппарионовой фауной в овраге у дер. Береговой на правом берегу р. Чикоя

1 — золотые и пролювиальные пески (Q_3); 2 — пески и илы поймы (Q_3); 3 — пески и галечники 10-метровой террасы (Q_2^2); 4 — розовато-серые и красные пески и супеси с остатками гиппарионовой фауны (Q_1^1); 5 — красные глины (Q_1^1); 6 — брекчия (Q_1^1); 7 — мезозойские порфириды; 8 — места захоронения гиппарионовой фауны

известны. Все эти наиболее общие и устойчивые литологические признаки позволяют выделить красноцветы в самостоятельную тологойскую свиту, стратотипом которой может быть признан нижний горизонт разреза у горы Тологой. Среди них господствуют субаэральные генетические типы — делювий и пролювий; роль речных и озерных фаций пока недостаточно ясна.

Красноцветы приурочены к бортам и днищам межгорных впадин, но местами они залегают вне связи с последними — у тальвегов современных долин и на низких горных грядах между впадинами (окрестности Кяхты, рис. 54). Мощность их обыкновенно не превышает 25—30 м и лишь в молодых прогибах она значительно больше. Например, в Боргойской впадине красноцветные брекчии, конгломераты, песчаники, пески и глины (чандинская свита, по С. М. Замараеву), выполняющие молодой узкий приразломный прогиб, имеют мощность до 350 м. В современном денудационном срезе большинство выходов красноцветов представляет собой лишь части крупных полей, замаскированных широкими и мощными плащами плейстоценовых песков и супесей.

Относительно распространения в бассейне р. Селенги отложений более высоких горизонтов эоплейстоцена пока очень мало данных. В том же Тологойском разрезе к позднему эоплейстоцену могут быть отнесены пески и супеси второго горизонта, залегающего непосредственно на красноцветах и перекрытого заведомо плейстоценовыми песками со следами мерзлотных деформаций. Л. Н. Иваньевым и другими палеонтологами из этого горизонта были извлечены и определены остатки хищников — *Canis alpinus* Pall., *Ursus* ex gr. *arctos* L., *Crocota spelaea* Goldf., *Canis* sp., *Panthera spelaea* Goldf., *Vulpes corsac* L., *Martes zibellina* L.; грызунов — *Marmota* aff. *sibirica* Radde, *Ochotona*

iologica Hab., *Mus* sp.; непарнопалых — *Equus* cf. *sanmeniensis* Chard. et Piv., *Equus* cf. *hemionus* Pall., *Rhinoceros* sp. (длинноногий вариант); парнопалых — *Cervus* ex gr. *elaphus* L., *Cervus* sp., *Spiroceros kiachtensis* M. Pawl., *Ovis* aff. *ammon* Pall., *Gazella* sp., *Bison* sp.

Кроме перечисленных форм, отмечены остатки слона, страуса, осетра и лягушки.

Во всем этом обширном списке примечательны остатки крупной ископаемой лошади типа китайской *Equus sanmeniensis*, имеющей

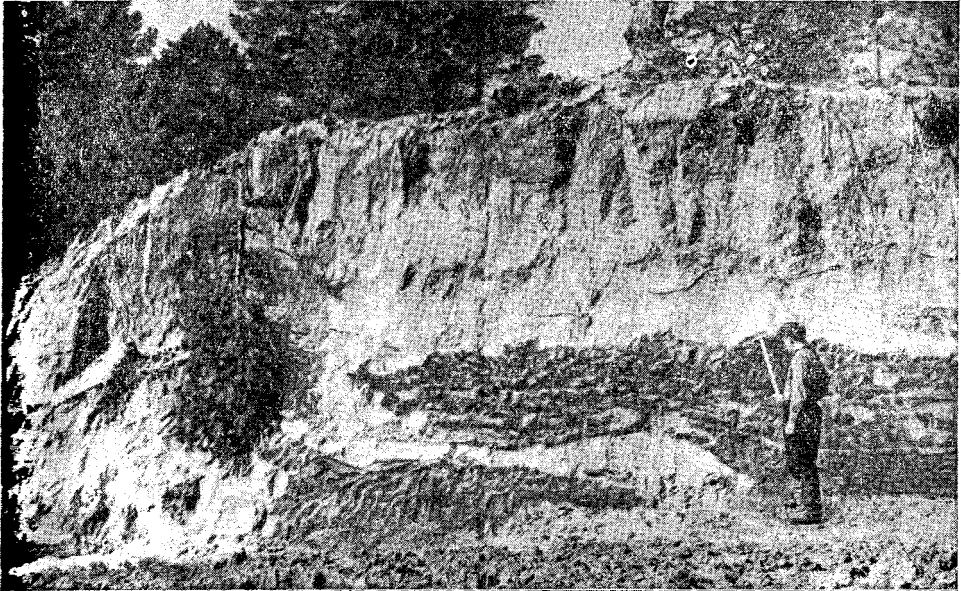


Рис. 54. Красноцветные древеснистые супеси и суглинки (темное), перекрытые плейстоценовыми песками. Карьер Кяхтинского кирпичного завода.

Фото Н. А. Логачева

в Восточной Сибири значение руководящей формы для более поздних горизонтов эоплейстоцена, чем слои с реликтами неогеновой гиппарионовой фауны (Вангенгейм, 1960). Остатки этой же фауны найдены А. Г. Покатиловым в 1960 г. на бечевнике у дер. Пестерево (Тарбагатайский тракт), где они, по-видимому, вымываются из нижних слоев песков.

Результаты анализа Тологойского разреза позволяют сделать вывод, что нижние горизонты мощной песчаной толщи, широко распространенной в центральных и южных районах Бурятии, начали накапливаться местами еще в эоплейстоцене. Иными словами, отложения с остатками *Equus* cf. *sanmeniensis* в разрезе у горы Тологой с вышележащей толщей плейстоценовых песков связаны теснее, чем с красноватыми эоплейстоцена, отличающимися рядом специфических особенностей. Дать правильное объяснение этому факту пока невозможно, однако не исключено, что по мере более детального изучения антропогенных отложений Селенгинской Даурии граница между эоплейстоценом и плейстоценом здесь будет принята по подошве песчаной толщи, и в таком случае слои с *Equus* cf. *sanmeniensis* займут положение в самых низах плейстоцена местной шкалы.

В бассейне верховьев р. Витима к эоплейстоцену. С. Г. Мирчинк относит древние красно-бурые и желто-бурые золотоносные галечники с обломками переотложенной коры выветривания. Этот аллювий или покрывает цоколь самых высоких террас, или залегает на участках тектонического опускания в тальвегах долин то ниже, то выше современного речного вреза. По отношению к мелкозернистым озерным отложениям неогена золотоносный аллювий является более поздним и сформировался при первых существенных изменениях в развитии рельефа под влиянием тектонических движений до начала оледенения (Мирчинк, 1957). Видимо, эоплейстоценовый возраст имеют также описанные А. Н. Булгатовым мощные (до 80—100 м) аллювиальные и аллювиально-озерные пески и галечники, выполняющие фрагменты древней долинной сети в районе рек Кыджимита и Муясына. Эти отложения были без достаточных оснований отнесены к доплиоценовым (Булгатов, 1960).

Плейстоцен

Среди отложений плейстоцена господствуют пески и супеси, необычайно широкое распространение которых привлекало к себе внимание многих исследователей (Черский, 1886б; В. Обручев, 1929, 1938; Думитрашко, 1952а; Ламакин, 1950, 1953а; Флоренсов, 1960а; Логачев, 1958б). В бассейне р. Селенги эти отложения залегают, как указывалось непосредственно на красноцветах эоплейстоцена. Какие-либо промежуточные слои здесь пока не выявлены.

Плейстоценовые пески и супеси одинаково широко распространены как в области горного оледенения Прибайкалья, так и в перигляциальной области Западного Забайкалья. Они выполняют многие впадины и речные долины, а местами высоко поднимаются на склоны хребтов и низкие перевалы.

Во впадинах байкальского типа — Тункинской, Байкальской (дельта р. Селенги), Баргузинской, Верхне-Ангарской и Баунтовской — мощность плейстоценовых песков достигает 400—500 м. Пески слагают обширные внутривпадинные массивы (тункинский «Бадар», баргузинские «Куйтуны»), ограждаемые высокими (до 150 м) песчаными уступами вдоль русел рек. Гранулометрически и минералогически пески довольно однообразны, что не позволяет расчленить их толщу на более дробные элементы. Заметные и выдержанные прослой глины отсутствуют. В подавляющей массе пески разнозернисты, иногда отсортированы; встречаются линзы мелкого галечника и гравия. Повсеместно пески обладают однородной светлой желтовато-серой окраской, что указывает на относительное постоянство их минерального состава. В тяжелой фракции песков преобладают роговая обманка, минералы группы эпидота, менее распространены гранат, турмалин, рутил, силлиманит, оливин, магнетит, ильменит, лимонит, циркон, сфен, тремолит, биотит. Легкая фракция почти целиком состоит из полевых шпатов, кварца и слюды. В отличие от отложений эоплейстоцена и неогена плейстоценовые пески содержат заметно повышенное количество минералов, нестойких к выветриванию (полевые шпаты, роговая обманка, слюды, эпидот и др.).

Наиболее распространенным типом слоистости песков являются параллельная и слоистость «потоков». Слоистость обыкновенно тонкая с прямолинейными, реже волнистыми поверхностями раздела. Косо наслоенные серии (рис. 55) тяготеют к краям впадин и отражают накопление в условиях подвижной среды.

Разбуривание поперечных профилей в Тункинской впадине показало, что плейстоценовые пески ее внутреннего поля по мере приближения к подножиям Тункинских гольцов фациально замещаются гра-

вийно-галечными и валунными отложениями предгорий, среди которых преобладают флювиогляциальные и ледниковые отложения (Логачев, 1958б). Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и на юго-восточном побережье Байкала (Пальшин, 1959).

В Тункинской впадине у дер. Енгарга на глубине 150—180 м среди мерзлых песков обнаружено несколько тонких прослоев торфа отличной сохранности. Ботанический состав его, по определению В. Д. Лопатина, оказался следующим: *Calliergon trifarium* (Web. et Mohr.) Kindb — 40%, *Drepanocladus exannulatus* (9 umb) Moenk. — 20%,

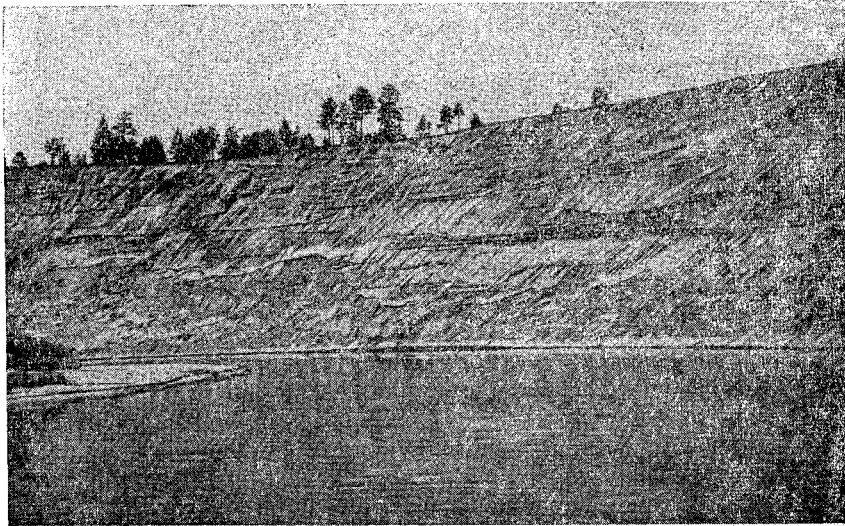


Рис. 55. Косослоистые пески в обрыве Верхнего Куйтуна у р. Гарги (Баргузинская впадина). Фото Н. А. Логачева

D. fluitans (L.) Warnst. — 10%, *Calliergonella cuspidata* (L.) Loeske — 10%, *Meesea triquetra* (L.) Angstr. — 5%, *Menyanthes trifoliata* L. — 5%, *Scheuchzeria palustris* L., осоки. Вид торфа — гипново-эвтрофный; он отлагался, по мнению В. Д. Лопатина, в холодных условиях.

В песках присутствуют в незначительном количестве панцири относительно холодолюбивых диатомей: *Melosira islandica*, *M. scabrosa* и др., а также раковины угнетенных форм моллюсков: *Pisidium casertanum* var. *boreale* (Cless.), *P. amnicum* Mull., *Sphaerium corneum* W. Dyb., *Gyraulus laevis* Alder, *G. gredleri* Gredl., *G. albus* Mull., *Valvata aliena* West., *V. sibirica* Midd., *Radix ovata* Drap. (определения Г. Г. Мартинсона и И. В. Арембовского).

Помимо остатков малакофауны перигляциального облика, в песках Баргузинской и Тункинской впадин и дельты р. Селенги обнаружены кости¹ представителей верхнепалеолитического комплекса фауны: *Elephas primigenius* (видимо, ранний тип), *Rhinoceros tichorhinus*, *Rangifer tarandus*, *Equus caballus*, *Ovis nivicola*, *Arvicola amphibius*.

В спорово-пыльцевых комплексах полностью отсутствуют относительно теплолюбивые формы. Среди древесных пород преобладают сосна, ель, лиственница, реже встречается пыльца березы и пихты;

¹ Для большинства этих находок прямая связь с толщей песков не установлена: кости собраны в осыпях или на бечевнике у склонов песчаных массивов.

недревесные представлены осоковыми, лебедовыми и злаками; много спор, главным образом зеленых мхов.

Новые данные по геологии песков впадин байкальского типа привели к выводу о том, что накопление их было связано с мощным горным оледенением, вопреки мнению В. В. Ламакина, который рассматривает пески как осадки межледниковой ингрессии вод Байкала в соседние впадины Прибайкалья и Забайкалья (Ламакин, 1950, 1953а, 1959).

Морены в полосе подножий хребтов, несущих яркие следы мощной ледниковой экзарации, достигают в отдельных разрезах 100 м мощности (р. Хандагайка в Тункинской впадине, реки Улюн и Шаманка в Баргузинской впадине, р. Инномакит в Верхне-Ангарской впадине). На предгорной наклонной равнине они ассоциируют с отложениями иного генезиса — делювиальными, пролювиальными и речными. По направлению внутрь впадин морены и прочие грубообломочные накопления предгорий фашиально сменяются флювиогляциальными и другими валунными галечниками и песками. В центральных частях уже господствуют пески.

О характере и количестве эпох оледенения мнения исследователей расходятся. Вопросам оледенения восточносибирских нагорий посвящено много работ, и даже беглое их рассмотрение потребовало бы слишком много места. Большинство исследователей склоняется к мысли, что развитие древнего оледенения можно разделить на два этапа, причем одни рассматривают эти этапы как самостоятельные ледниковые эпохи, разделенные межледниковьем, другие видят в них лишь фазы или стадии единого горного оледенения. Здесь важно отметить единодушие исследователей в том, что максимальных масштабов горное оледенение достигло на сравнительно раннем этапе. Основная масса песков внутри впадин накопилась скорее всего в течение этого максимума. Они представляют собой отложения своеобразных зандр, отличающиеся от обычных зандровых отложений материковых равнин тем, что накопление их шло в узких межгорных впадинах, представлявших собой перигляциальные «острова» внутри области горного оледенения. Осаждение песков протекало в мелких, быстро заносившихся озерах и мигрировавших потоках, питавшихся за счет таяния ледяных масс в подножиях и горных хребтах. Следовательно, пески являются в основной массе озерно-ледниковыми и флювиогляциальными отложениями внутренних полей впадин, не покрывавшихся ледниками. Отсюда становится понятной их связь только с самыми крупными межгорными впадинами, в то время как мелкие впадины (Мондинская, Нироконская, Амутская и др.), горные окрестности которых также подвергались оледенению, заполнены исключительно мореной и флювиогляциальным валунно-галечным материалом; дифференциация обломочного материала в них из-за малых размеров впадин не достигала степени песчаных фракций (Логачев, 1958б).

В последнее время к аналогичным выводам пришел Э. И. Равский при изучении антропогенных отложений Тункинской впадины. Принимая по следам ископаемой мерзлоты и горизонтам морен четырехкратное оледенение гор Восточного Саяна и Хамар-Дабана, он считает, что накопление песков завершилось ранее последнего оледенения (Равский, 1960).

Верхние горизонты плейстоцена в Прибайкалье представлены моренами последнего этапа оледенения и сопутствующими им водноледниковыми отложениями. В Восточном Саяне по долине р. Джон-Балык морены перекрыты базальтовыми потоками (С. Обручев, 1946б, 1953а). В межгорных впадинах позднеплейстоценовый возраст имеет также часть аллювиальных и пролювиальных отложений на предгорных

наклонных равнинах. В Баргузинской впадине у дер. Душелан пролювиальные пески и суглинки с дресвой местных гранитов, залегающие поверх обохренного эоплейстоценового валунника, заключают богатое захоронение костей «арктической» фауны позвоночных. И. В. Арембовский определил в этой коллекции остатки мамонта, шерстистого носорога, первобытного бизона, северного оленя, лошади и песка.

Таким образом, разрез плейстоцена в Прибайкалье разделяется на два яруса местного значения — нижний, объединяющий толщу песков и другие синхроничные ей отложения, и верхний, включающий отложения с мамонтовой фауной, накопившиеся несомненно позже толщи песков.

Эта схема деления плейстоцена может быть перенесена без существенных изменений и на перигляциальную область Селенгинской Даурии. Здесь, так же как и в Прибайкалье, широко развиты пески и супеси, залегающие непосредственно на отложениях красноцветной формации с гиппарионовой фауной. Они слагают широкие поля во впадинах и глубоко вторгаются в пределы гор, проникая туда по древним речным долинам. Пески в непереотложенном виде местами высоко поднимаются на склоны хребтов, окутывая скалистые выступы коренных пород. Это любопытное явление было давно замечено В. А. Обручевым и использовано для обоснования гипотезы о «забайкальском многоозерье», не утратившей интереса до сих пор.

По литологическим особенностям плейстоценовые пески и супеси Забайкалья подобны таковым во впадинах байкальского типа. Близ горных возвышенностей в них также появляются косослоистые пачки с прослоями и линзами мелкого галечника. Залегая на расчлененном субстрате, пески местами (левобережье р. Уды, выше Улан-Удэ, окрестности г. Кяхты) достигают 150 и даже 200 м мощности. Толща песков представлена отложениями озерного, речного и пролювиального генезиса при явном преобладании осадков двух первых генетических типов.

Пески Селенгинской Даурии палеонтологически до сих пор не охарактеризованы (за исключением самых нижних горизонтов с *Equus cf. sanmeniensis*), но они должны включать остатки ранней мамонтовой фауны и хазарского комплекса. Давно известные, но стратиграфически не увязанные находки зубов *Rhinoceros merckii* и *Elephas trogontherii*, описанные для бассейна р. Селенги М. В. Павловой и Л. Н. Иваньевым, относятся, по-видимому, к низам толщи плейстоценовых песков. Последняя несомненно одновозрастна с песками байкальских впадин и также накапливалась во время похолодания климата, как о том можно судить по следам мерзлотных деформаций в верхнем горизонте Тологойского разреза.

Генетически разнообразие отложения позднего плейстоцена (верхний ярус), содержащие мамонтовую фауну, обычно вложены в толщу песков или прислонены к ней. Среди них более всего распространены пролювиальные и смешанные, аллювиально-пролювиальные лёссовидные суглинки, супеси, пески и валунно-галечно-песчаные отложения предгорных шлейфов, глубоких падей и лощин. Речные отложения представлены аллювием 7—12 и 16—20-метровых террас (Базаров, 1961).

С отложениями верхнего плейстоцена, чаще всего с пролювиальными суглинками, супесями и песками, связаны многочисленные остатки верхнепалеолитического комплекса фауны. Наиболее крупное захоронение находится в разрезе овражно-балочного пролювия у с. Никольского (Тугнуйская впадина). Изучавший это захоронение Л. Н. Иваньев определил кости следующих форм: *Ochotona sp.*, *Gazella gutturosa* P a 11., *Bison sp.*, *Bos sp.*, *Cervus elaphus* L., *Raугіter tarandus* L., *Equus caballus* foss., *E. cf. hemionus* P a 11., *E. cf. hindruntinus* R e g., *Dicerorhinus antiquitatis* B l u m., *Mammonteus primigenius* B l u m.

Приведенный список фауны дополняется некоторыми формами из других, менее важных захоронений: *Poephagus baicalensis* N. Ver., *Ovis ammon* Pall., *O. nivicola* Esch. и др.

Плейстоцен на Витимском плоскогорье представлен ледниковыми, водно-ледниковыми и аллювиальными отложениями. По данным С. Г. Мирчинк, здесь выделяются три разновозрастных моренных комплекса. Одному или двум ранним комплексам соответствует мощная, порядка 200—300 м, толща озерно-ледниковых, флювиогляциальных и речных слоистых песков и галечников, распространенная в некоторых долинах и впадинах (например, в Ципинской). По возрасту и условиям накопления она аналогична пескам байкальских впадин. Этими отложениями перекрыт золотоносный аллювий эоплейстоценовых террас. Сами пески, особенно речные и флювиогляциальные их типы, также золотоносны, но в меньшей мере. Местами в них вложены более поздние аллювиальные и флювиогляциальные валунно-галечно-песчаные отложения с остатками бореальной фауны *Mammonteus primigenius* Blum., *Rangifer tarandus* L., *Ovis* sp.

Таким образом, отложения плейстоцена Витимского плоскогорья, как и других районов Бурятии, могут быть разделены на два яруса. С. Г. Мирчинк (1957) предложила местное более дробное их деление, лишенное, однако, палеонтологического обоснования.

Голоцен

Среди послеледниковых отложений главное место занимает аллювий крупных рек — Иркутка, Баргузина, Верхней Ангары, Селенги, Уды, Хилка, Чикоя и др. Во впадинах байкальского типа он занимает особенно большие участки, слагая широкие низины над зонами активного новейшего погружения. Здесь его мощность достигает 30 м. В тесном парагенезисе с аллювием находятся озерные и болотные фации. Эти отложения представлены илами, песками и торфяниками. Последние залегают обычно сверху разреза, образуя покровы до 1,5 м, но встречаются также в погребенном состоянии среди илов и супесей с растительными и животными остатками.

Наиболее древние послеледниковые террасы достигают во впадинах высоты 8—10 м, имея двухъярусное строение аллювиальной свиты. В горных долинах аккумулятивные террасы замещаются смешанными, аллювий утрачивает двухъярусное строение и параллельно с этим наращивается высота террас. Еще далее они превращаются в эрозионные площадки с тонким плащом грубого аллювия. По мере приближения к внутривпадинным низинам террасы снижаются вплоть до слияния с уровнем современной озерно-аллювиальной равнины. В верхнем ярусе аллювия здесь присутствуют тонкие (5—10 см) горизонты погребенной почвы с культурой неолита и бронзы и «кухонными» остатками голоценовой фауны.

Пойменные отложения и аллювий 4—6-метровых террас рек Селенгинской Даурии и Витимского плоскогорья также целиком включаются в рамки голоцена. По данным М. Ф. Кузнецова (Н. Верещагин и др., 1960), в участках переуглубления долины р. Селенги русловый аллювий незаметно сливается с более древними речными отложениями, достигающими мощности 100 м и более. Нижние горизонты этого древнего аллювия имеют грубый состав и интенсивно ожелезнены. Они, возможно, синхроничны так называемой «охристой» свите байкальских впадин.

Особую группу среди водноосадочных отложений голоцена составляют хемогенные осадки — поваренная соль, сода, мирабилит и извест-

ковые туфы, отлагаемые некоторыми озерами и минеральными источниками Прибайкалья и Забайкалья. Наиболее существенна по своим масштабам садка сульфата натрия, образующего пластовые залежи мирабилита промышленного значения (озера Алгинские, Сульфатное, Боргойские и др.); рассолы и пластовые залежи поваренной соли и соды имеют подчиненное значение (Власов, 1954).

Территория Бурятии, особенно южные районы с засушливым климатом, являлась в течение голоцена областью интенсивного формирования субаэральных и эоловых отложений. Среди первых широко распространены пролювиальные наносы, связанные по преимуществу

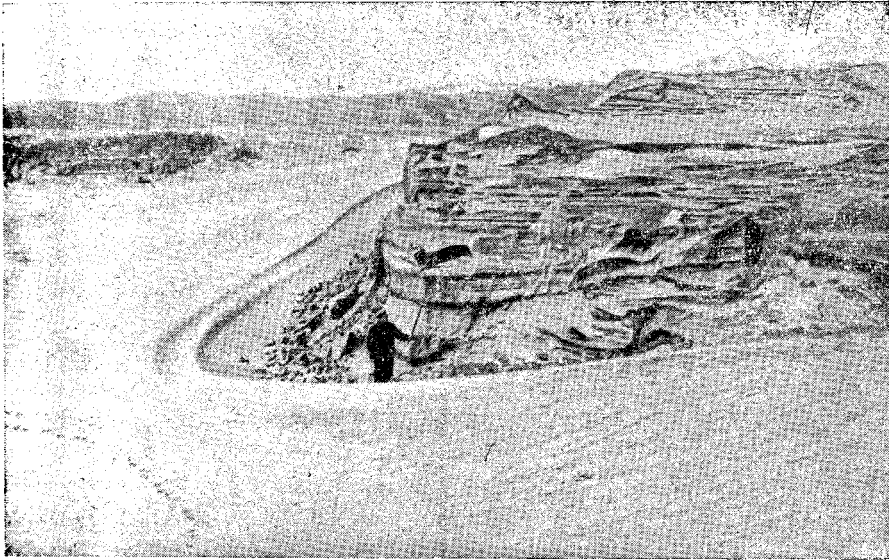


Рис. 56. Вторичное развевание песков. Останец развевания сложен эоловыми песками ранней генерации с горизонтами погребенной почвы. Баргузинская впадина, Сувинский Куйтун. Фото Н. А. Логачева

с оврагами и балками на наклонных предгорных равнинах. Для пролювия характерна дифференциация от грубых щебней вблизи подножий гор до супесей и суглинков внутри впадин. Здесь к нему нередко примешиваются речные отложения. Нижние горизонты пролювия охарактеризованы эипалеолитической (?) стоянкой у с. Ошурково¹ с остатками лошади, северного оленя, лося, измельчавшего бизона (?) и горного барана.

Эоловые пески и супеси в виде мелких и крупных островов развиты почти во всех межгорных впадинах и долинах главных рек. Залегают они на различных элементах рельефа и разных гипсометрических уровнях, однако главная их масса связана с площадями, занятыми плейстоценовыми песками (рис. 56). Мощность эоловых отложений достигает 30 м. Местами они содержат по несколько горизонтов ископаемой почвы с культурными слоями неолита, бронзы, железа и остатками голоценовой фауны. Иногда в них встречаются эоловые многогранники. Хотя про-

¹ Культурный слой стоянки «Ошурково» не имеет прямой связи с аллювием Селенгинской 10—12-метровой террасы, а залегает поверх него среди пролювиальных щебенстых песков и супесей.

цессы развевания происходят в широких и все возрастающих размерах и в настоящее время, они, безусловно, не могут сравниться с масштабами этого явления на ранних стадиях голоцена, ибо участки с древними, закрепленными песками по площади во много раз превосходят участки оголенных песков.

Как видно из приведенного обзора, фациально разнообразный и неоднородный в формационном отношении покров антропогенных отложений Бурятии вполне ясно расчленяется на три отдела: эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен (эпиплейстоцен). Отделы удается разделить на ярусы местного значения, корреляция которых в масштабе всей рассматриваемой территории еще встречает серьезные затруднения из-за скудности палеонтологического материала.

Отложения эоплейстоцена разделяются более или менее ясно на два яруса. Нижний ярус в Селенгинской Даурии представлен почти исключительно красноцветными наземными фациями, содержащими захоронения гиппарионовой фауны. Их возможными водноосадочными аналогами являются нижние горизонты обожренного аллювия в переглубленных участках долины р. Селенги, а также вскрытая в карьере Улан-Удэнского кирпичного завода 15-метровая толща бурых и красных дресвянистых суглинков и супесей с прослоями галечников и песков. В разрезе красноцветной чандинской свиты Боргойской впадины речные конгломераты и песчаники имеют подчиненное значение (Замараев, 1960).

Сопоставление забайкальских красноцветов с внутриворонными обожренными молассами впадин Прибайкалья, принятое в данном очерке, основано на многочисленных косвенных признаках. Правильность подобной предварительной корреляции в настоящее время вряд ли можно ставить под сомнение, несмотря на отсутствие соответствующих палеонтологических материалов.

Менее уверенно выделяются отложения верхнего яруса эоплейстоцена, при этом несколько парадоксален тот факт, что в опорном Тологойском разрезе литологически они резко отличаются от отложений нижнего яруса и без каких-либо существенных изменений переходят в собственно плейстоценовые пески и супеси, составляя с последними как бы единое целое.

Если в байкальских впадинах толща плейстоценовых песков связана с более низкими горизонтами антропогена непрерывностью накопления, то в бассейне Селенги их отложению, по-видимому, предшествовал этап эрозии и выработки речных долин. И лишь позже под влиянием дифференцированных движений и, возможно, общего оседания территории Селенгинской Даурии (Обручев, 1938) началось интенсивное накопление песков, охватившее впадины и речные долины. Местность была занесена песками на высоту до 150—200 м над тальвегами древних долин. Верхний уровень их распространения сильно изменен новейшими движениями и денудацией. На площадках террас, погребенных под песками, должны были сохраниться остатки древнего аллювия.

Наступившие после отложения красноцветной формации коренные изменения в развитии рельефа и режиме осадконакопления были обусловлены как ускорением темпа тектонических движений, так и увлажнением и похолоданием климата. Ландшафты типа саванн, господствовавшие в долинах и впадинах раннего эоплейстоцена, были в это время оттеснены далеко на юг.

Новый, продолжающийся до сих пор этап эрозионного расчленения начался в конце плейстоцена, после накопления толщи песков. Долинная сеть на этот раз в основном приспособилась к старой, однако многие отрезки древних долин, скрытые под толщей плейстоценовых

песков, были оставлены и заменены новыми участками эпигенетического и antecedentного заложения.

Неудовлетворительная сохранность древних террас в речных долинах Западного Забайкалья не позволяет пока понять ни их поведения в продольном профиле, ни их отношения к мощному аллювию переглубленных участков и толще плейстоценовых песков. Исключение в этом смысле составляет бассейн верховьев р. Витима, где речные террасы изучены наиболее полно в связи с золотоносностью их аллювия (С. Г. Мирчинк и др.).

Слабо изученным звеном антропогена являются также террасы оз. Байкал. В предложенной недавно В. В. Ламакиным (1959) схеме они разделены по соотношениям с ледниковыми отложениями на четыре возрастные группы: 1) доледниковые (эоплейстоцен), 2) эпохи максимального оледенения и межледниковья (нижний плейстоцен), 3) эпохи постмаксимального оледенения (верхний плейстоцен), 4) послеледниковые. Однако из-за крайней бедности байкальских отложений фаунистическими остатками их корреляция с отложениями антропогена в других районах Прибайкалья и Забайкалья пока затруднительна.

В антропогене на территории Бурятии происходили неоднократные излияния базальтовых лав. Описание их дано ниже в очерке «Кайнозойский вулканизм».

Глава V

МАГМАТИЗМ

Территория Бурятии по насыщенности различными магматическими образованиями занимает одно из первых мест в СССР. Здесь известны магматические комплексы от архейских до кайнозойских включительно. Среди интрузивных образований наиболее широко распространены различные гранитоиды, слагающие крупнейшие плутонические тела. Обилие гранитных полей составляет одну из неповторимых особенностей геологии Бурятии. Заметную роль, кроме того, играют щелочные, ультраосновные и основные породы. Широко распространены также различные эффузивы и пирокласты.

Наиболее древние, архейские, магматические образования известны в Восточном Саяне, Хамар-Дабане, Средне-Витимской горной стране и на востоке Витимского плоскогорья, где они слагают преимущественно пластовые, реже секущие тела небольших размеров. Среди архейских магматических комплексов различают породы ультраосновного, основного и кислого состава, превращенные в амфиболиты и гнейсо-граниты. Наряду с заведомо интрузивными породами местами присутствуют различные эффузивы.

Среди протерозойских магматических пород выделяются три возрастные группы. Древние протерозойские плутонические комплексы развиты главным образом в Северо-Байкальском нагорье и Средне-Витимской горной стране. Весьма скромные площади занимают гранитоиды этого возраста в восточной части хребта Хамар-Дабан и на Витимском плоскогорье. В нижнепротерозойской миегосинклинальной зоне развит синороженный куандинский комплекс гнейсо-гранитов, аплитовидных и пегматитовых гранитов. В восточной эвгосинклинальной зоне выделяются комплекс эффузивов спилито-кератофировой формации, входящий в состав муйской серии нижнего протерозоя, и муйский комплекс, состоящий из субвулканических интрузий основного и кислого состава, офиолитов, плагиигранитов и гранитов.

В Северном Прибайкалье и Средне-Витимской горной стране известны своеобразные комплексы эффузивов порфировой и диабазовой формаций, а также кислые интрузии ирельского и витимского комплексов, относимых к более позднему протерозою. В других частях республики подобные интрузии не выделяются.

Верхнепротерозойский этап развития Саяно-Байкальской горной области также характеризовался мощными интрузивными процессами. В Восточном Саяне и Северном Прибайкалье по глубинным разломам внедрялись офиолиты (оспинский и довыренский комплексы), а во внутренних частях описываемой области образовались крупные гранитные плутоны. Здесь роль основной магмы в образовании интрузий была невелика; местами выделяются мелкие тела габбро, габбро-норитов, габбро-диоритов и диоритов (икатский комплекс); более распространены основные эффузивы (спилито-кератофировая формация), входящие в состав слоистых верхнепротерозойских толщ. В разных районах Бурятии кислые породы, преимущественно граниты, объединены в комплексы, получившие местные названия (мамско-оронский, катерский,

баргузинский, хамардабанский, заганский, саянский, мункусардыкский и др.).

Раннепалеозойские интрузии и эффузии известны в Восточном Саяне (сархойский комплекс кислых, щелочных и субщелочных пород), в Юго-Западном и Западном Забайкалье (цакирский комплекс гипербазитов, нашитуйский и джидинский комплексы гранитоидов, спилито-кератофировая и кварцево-кератофировая формации в составе слоистых толщ нижнего кембрия), в Восточном Прибайкалье, на Витимском плоскогорье, в Северо-Байкальском нагорье, Средне-Витимской горной стране (бирамынский комплекс основных интрузий, витимканский, или кункудеро-мамаканский, комплекс гранитоидов, субщелочных и щелочных пород). Перечисленные комплексы относят к каледонидам, хотя среди них в Прихилокской и Причинойской частях Юго-Западного Забайкалья, возможно, окажутся герцинские интрузии и эффузивы.

Широко проявилась магматическая деятельность в раннем мезозое в Западном и Юго-Западном Забайкалье, что нашло свое выражение в неоднократном излиянии основных, кислых и щелочных эффузивов, выбросах пирокластов, внедрении кислых и щелочных интрузий. Среди мезозойских интрузий выделены мелкие тела габброидов и довольно крупные массивы щелочноземельных гранитов (ичетуйский, кудунский, гуджирский комплексы) и щелочных сиенитов и гранитов (малокуналейский комплекс). Позднемезозойские магматические проявления на территории Бурятии имели небольшие масштабы. Они ограничились излияниями андезитов (удинская и хилокская свиты средней и верхней юры), малыми телами, преимущественно дайками, сложного по составу хурае-байбинского интрузивного комплекса, а также щелочного ультраосновного комплекса базальтоидов (уртиты, ийолиты, нефелиновые сиениты и др.).

Породы кайнозойской трахибазальтовой формации образуют покровы лав в восточной части Восточного Саяна, Хамар-Дабане и на Витимском плоскогорье, а также потоки и залежи в составе неогеновых и четвертичных толщ на днищах речных долин и межгорных впадин. Следует также упомянуть о четвертичных вулканических конусах Восточного Саяна, Тункинской впадины и Витимского плоскогорья.

АРХЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

АРХЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Архейские метаморфические и магматические образования, обнаруженные на территории Восточного Саяна и Южного Прибайкалья, известны сравнительно давно, но геологические работы до недавнего времени носили здесь маршрутный характер или проводились на ограниченных, часто оторванных друг от друга площадях. Естественно, что и качество геологических карт было невысоким. Такая неравномерность изученности и разрозненность фактического материала способствовали возникновению различных точек зрения на историю формирования архейских толщ этой территории.

Выше говорилось о трудностях, возникающих перед геологами в районах, где архейские образования изменены молодыми интрузиями или переработаны более поздними тектоническими движениями¹.

¹ См. раздел «Архейские образования Восточного Саяна и Южного Прибайкалья».

Таких районов в Восточном Саяне и Южном Прибайкалье значительно больше, чем площадей с раннедокембрийскими породами, сравнительно хорошо сохранившими свой первичный состав. Особенно ярко диафторез выражен в древних выступях — глыбах, по С. В. Обручеву (1949). Как правило, краевые части архейских глыб имеют тектонические контакты с отложениями протерозоя и палеозоя. Здесь же часто можно встретить протерозойские и палеозойские интрузии, слагающие значительные площади (глыбы Окинская, Гарганская, Шутхулайская, Буту-Гольская, Шумакская). В краевых частях глыб все архейские породы интенсивно переработаны и превращены в хлоритовые, мусковитовые, актинолитовые, двуслюдяные, кварцево-эпидотовые сланцы и гнейсы. В центральных частях глыб наряду с низкотемпературными образованиями встречаются породы, сохранившие первичные высокотемпературные парагенезисы, но и здесь высокотемпературные минералы имеют следы явного разложения («ситовидная» или «шахматная» структура полевых шпатов, альбитизация, замещение альмандина слюдой и т. п.). Нередко реликты первичных структур пород и минеральных ассоциаций настолько стираются, что даже при детальной съемке нельзя отделить архейские магматические породы от архейских парапород, что имеет, например, место в архейских породах Хара-Тологойской глыбы (детальные работы в 1956—1958 гг. проводились Ф. К. Волколаковым и Н. С. Ильиной).

Тектонические нарушения и постархейские интрузии приурочены не только к краевым частям архейских глыб. Они обычны и для внутренних частей древних выступов, а также часто встречаются в архейских породах докола Сибирской платформы. Изменения, наблюдающиеся в архейских породах, здесь аналогичны описанным выше.

На территории Восточного Саяна и Южного Прибайкалья, относящейся к Бурятской АССР, архейские магматические породы изучены недостаточно. Более полные сведения по архейскому магматизму имеются для соседних районов — окрестностей г. Слюдянки и участка Кругобайкальской железной дороги (Свитальский, 1915; Б. З. Коленко, 1915 г.; Сулоев, 1939а; Коржинский, 1945, 1946). Даже для этих сравнительно хорошо изученных участков имеются резкие расхождения во взглядах на образование архейских гранитов. Вообще вопрос о происхождении гранитов и количестве фаз их образования для восточносибирского архея в целом, а для Восточного Саяна и Южного Прибайкалья в частности остается до настоящего времени нерешенным.

Так, в Слюдянском районе, по А. И. Сулоеву и П. В. Калинин, выделяются три фазы архейских интрузий: 1) интрузии аляскитовых и биотитовых микроклиновых гранитов; 2) инъекции гранит-пегматитов и гибридных пород щелочно-сиенито-габброидной фации; 3) инъекции жильной фации — гранитных пегматитов, жильных сиенитов, пегматитов и лампрофиров, связанных с гибридной фацией.

В Восточном Саяне и Хамар-Дабане М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1950), а на Алдане Г. С. Горшков (1946) архейские граниты расчленили на две группы:

1. Ортогнейсы, по С. В. Обручеву, плагиограниты или алданскиты, по Г. С. Горшкову, — наиболее ранняя фаза формирования архейских интрузивных пород кислого состава. Породы эти, как правило, серого цвета, сланцеватого или массивного сложения, нередко с порфировидными включениями калиевого полевого шпата.

2. Розовые, средне- и крупнозернистые, местами гнейсовидные граниты или аляскиты — вторая фаза внедрения архейских гранитов. Эту группу интрузивных пород алданского архея Ю. К. Дзевановский

в 1946 г. предложил дополнительно разделить на две подгруппы: интрузии мяско-красных гранитов и интрузии аляскистов.

В отличие от взглядов всех указанных исследователей Д. С. Коржинский считает, что алдано-слюдянский комплекс архея интродуцирован гранитами аляскистового состава; все остальные разновидности, включая гранодиориты, являются эндоконтактовыми образованиями, которые не могут считаться дифференциатами гранитной магмы. При мигматизации габброидов архейскими гранитами возникают неоднородные породы, по минеральному составу напоминающие диориты, монзониты, сиениты и др., но на самом деле являющиеся только мигматитами (Коржинский, 1945).

Позднее Д. С. Коржинский пришел к выводу, что в алдано-слюдянском комплексе архея широко распространены явления замещения гранитами осадочных толщ, причем в ходе гранитизации (магматического замещения, по Коржинскому) осадочные породы нередко переходят в жидкую фазу. Возникшая при процессах гранитизации магма в той или иной мере подвергается перемещению под влиянием тектонических сил и частью дает настоящие интрузивные тела (Коржинский, 1952). В частности, образование архейских плагиогранитов (алданскитов) Алданского массива, которые, как правило, пространственно тяготеют к выходам гиперстеновых пород, связывается с явлениями палингенеза. Считая, что палингенез вызван фильтрацией трансмагматических растворов, истекающих из глубинной гранитной магмы, Д. С. Коржинский отводит этому процессу весьма скромное место в механизме образования архейских гранитов.

Н. В. Фролова (1953) в отличие от взглядов предыдущих исследователей допускает возможность присутствия в восточносибирском архее как интрузивных, так и ультраметаморфических гранитов.

Все исследователи архея Восточной Сибири, взгляды которых на образование гранитов различны, сходятся лишь на том, что внедрению архейских гранитов предшествовало формирование основных и ультраосновных интрузий. Эти интрузии, по мнению всех исследователей, по-видимому, являются наиболее ранними проявлениями архейского вулканизма, так как вместе с несомненно архейскими осадочными породами они метаморфизованы и мигматизированы интрузиями архейских же гранитов.

Необходимо отметить, что большинство геологов Бурятского геологического управления выделяют два этапа формирования интрузий восточносаянского и хамар-дабанского архея: 1) внедрение магмы основного и ультраосновного состава; 2) образование кислых интрузий. Это формирование проходило в последовательности, намеченной в схеме С. В. Обручева (1950).

Ультраосновные и основные интрузии, или ортоамфиболиты. В настоящее время эти породы известны в различных участках Восточного Саяна и Южного Прибайкалья. Они слагают сравнительно небольшие межпластовые, штокообразные и жильные тела в Центральном и Западном Хамар-Дабане, в архейских породах Гарганской и Буту-Гольской глыб и архейском кристаллическом фундаменте цоколя Сибирской платформы (бассейны рек Онота и Оки).

Ортоамфиболиты, как правило, зеленовато-серого или черного цвета и массивного сложения. В сланцеватых разновидностях иногда наблюдается подобие гнейсовидных текстур, но это большей частью результат позднеархейских динамических воздействий на ортоамфиболиты. Внешний вид и особенно первичномагматическая структура позволяют отличать ортоамфиболиты от пород такого же состава (биотитовых, пироксеновых и других амфиболитов), обладающих

полосчатыми, гнейсовидными и другими плоско-параллельными текстурами. Не исключена возможность, что некоторые из таких полосчатых амфиболитов и кристаллических сланцев аналогичного состава, были ортоподами, но в результате архейского регионального метаморфизма утратили все свои первичные признаки.

Обычно ортоамфиболиты состоят из роговой обманки, андезин-лабрадора или лабрадора, клинопироксена, почти нацело замещенных роговой обманкой, титаномагнетита и апатита. Структура их гранобластовая, со следами бластогаббровой и бластоофитовой.

Архейские гранитоиды. Распространены эти породы в Восточном Саяне и Южном Прибайкалье значительно шире габброидов. Они слагают обширные поля как в архейских парапородах цоколя Сибирской платформы, так и в кристаллических образованиях архейских выступов (глыб).

Граниты первой фазы (ортогнейсы, по С. В. Обручеву) — серые, разгнейсованные, местами очковые или порфиroidные породы. В последнее время они описаны многими исследователями в Бурятской и Иркутской частях территории Восточного Саяна и в Хамар-Дабане.

В 1956—1957 гг. на площади Орот-Окинского междуречья П. И. Шамесом установлено, что интрузии этих гранитов прорывают нижнюю (ерминскую) свиту шарыжалгайской серии, не затрагивая более верхних частей стратиграфического разреза архея. По данным П. И. Шамеса, граниты залегают здесь в виде согласных тел или пластовых залежей. В 1956—1958 гг. в верховьях рек Онота, Малой Белой и в бассейне р. Китоа В. Ф. Духовниковым, А. Н. Артемьевым и В. П. Арсентьевым в составе так называемого барташинского архейского интрузивного комплекса обнаружены многочисленные мелкие пластовые залежи серых биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов первой фазы. Аналогичные интрузии архейских гранитов с таким же характером контактов обнаружены в 1958 г. А. П. Рихвановым в архее Гарганской глыбы и В. П. Арсентьевым в архее Западного Хамар-Дабана (Хамар-Дабанская глыба).

Минеральный состав серых гранитов (ортогнейсов, гнейсо-гранитов, очковых или порфиroidных) следующий: кислый плагиоклаз (слагает основную массу породы), кварц, калиевый полевой шпат (0—11%), биотит и амфибол (иногда до 15%), апатит, рудный, циркон, реже сфен, ортит, гранат. Структура гранитов гранобластовая, гранитная и бластопорфиroidная, причем фенокристы представлены почти всегда калиевым полевым шпатом.

Граниты второй фазы (аляскиты) также имеют чрезвычайно широкое распространение в архее Восточного Саяна и Южного Прибайкалья. В большинстве случаев — это мелкие массивы, дайки и жильные тела, залегающие согласно с вмещающими архейскими породами, или прорывающие их.

В Восточном Хамар-Дабане, по данным многих исследований, проведенных в разные годы, аляскиты часто встречаются в среднем течении рек Дзон-Мурина, Снежной и Темника, причем краевые части интрузий нередко сложены гранодиоритами и диоритами. Последние только в единичных случаях образуют самостоятельные тела, например по р. Бабхе и в верховьях р. Солзана. В центральной части хребта Хамар-Дабан Л. П. Никитиной и И. В. Суминым (1957) наряду с мелкими массивами аляскитовых гранитов описаны и крупные тела (Кыренский массив). На площади архея Гарганской глыбы аляскиты выделены А. П. Рихвановым, а галька их найдена в базальных конгломератах нижнего протерозоя в бассейне р. Топхор-Желги (левый приток р. Урика). Эта находка является весьма важным доказатель-

ством архейского возраста аляскитов Гарганской глыбы. Такие же мелкие массивы розовых гранитов, но прорывающие архейские породы Окинской глыбы, обнаружены в 1947 г. П. И. Ноздриным.

В архее цоколя Сибирской платформы аляскиты широко развиты на площади Онот-Окинского междуречья, в верховьях и по правобережью р. Онота, по рекам Большой Белой и Китою.

Как правило, на этих участках аляскиты представляют собой мелко- и крупнозернистые лейкократовые породы. Текстура их массивная или гнейсовидная; в катаклазированных породах, кроме линейного расположения цветных минералов, наблюдаются очковые выделения калиевого полевого шпата. Цвет аляскитов красный, различной густоты и оттенков.

В минеральном составе аляскитов основную роль играют кварц и калиевый полевой шпат, преимущественно микроклин (50—60%). Из других породообразующих минералов встречаются биотит, роговая обманка, иногда кислый плагиоклаз; из примесей постоянно присутствуют магнетит, апатит, циркон и сфен. В тех случаях, когда аляскиты прорывают карбонатные породы, вместо биотита или амфибола появляется моноклинный пироксен. Структура аляскитов гранобластовая, гранитная, гипидиоморфнозернистая, бластокластическая, реже порфиробластовая.

В 1958 г. в Иркутске на координационном совещании по выработке унифицированной легенды для восточносибирской серии листов геологических карт была принята схема деления архейских интрузий, отличающаяся от схемы С. В. Обручева только тем, что габброиды и диабазы (первый этап) названы бельским комплексом, а все гранитоиды (второй этап) объединены в один, китойский интрузивный комплекс. Необходимо отметить два существенных недостатка этой схемы.

1. Граниты первой фазы в Западном Хамар-Дабане (по данным В. П. Арсентьева) прорывают породы как слюдянской серии, так и вышележащей хангарульской толщи архея, тогда как в бассейнах рек Большой Белой, Ермы, Онота и Черной Тагны они не прорывают даже среднюю и верхнюю части шарыжалгайской серии. Такое резкое несоответствие данных, относящихся к разным площадям, объясняется без особого труда, если принять точку зрения Д. С. Коржинского и рассматривать эти гранитоиды как гибридные разновидности аляскитовых гранитов. В противном же случае необходимо признать наличие перерыва внутри архейской толщи, который наступил сразу после образования пород ерминской свиты шарыжалгайской серии, что В. П. Арсентьев и другие исследователи отвергают.

2. Отсутствуют достоверно установленные секущие контакты между серыми гранитами и аляскитами. Однако все исследователи Восточного Саяна и Южного Прибайкалья отмечают весьма любопытную закономерность в распределении этих двух групп гранитов, заключающуюся в том, что в большинстве случаев серые граниты располагаются по периферии аляскитовых тел. Такое закономерное сообщество гранитных интрузий при отсутствии секущих контактов лишней раз подтверждает справедливость мнения Д. С. Коржинского об одноактном внедрении гранитов архея. Возможно, что именно из-за отсутствия достаточных доказательств взгляды Г. С. Горшкова и Ю. К. Дзевановского на историю развития архейского магматизма Алданского массива не получили широкого признания.

По вопросу об образовании архейских гранитов описываемого района существуют и другие точки зрения.

В Восточном Саяне и Южном Прибайкалье архейские граниты слагают преимущественно небольшие пластовые залежи, отделенные

от вмещающих парапород зоной мигматизации. Крупные интрузии архея, как правило, представлены в виде многочисленных мелких тел среди зон мигматизации. Это напоминает обычную для архейских пегматитов сетчатую инъекцию, но несоизмеримо большего масштаба. Своеобразный и устойчивый характер химического состава кислых интрузий не совпадает с особенностями химизма боковых пород, полученного вычислением, и указывает на то, что архейские парапороды при гранитизации вначале прошли стадию плавления, а потом раскристаллизовались в виде гранитных тел. Эти специфические особенности архейских гранитов позволяют присоединиться к мнению Н. В. Фроловой и считать, что большинство архейских гранитов описываемого района являются ультраметаморфическими образованиями.

Происхождение порфиоровидных разновидностей архейских гранитов Восточного Саяна и Южного Прибайкалья, по-видимому, различно. Часть порфиоровидных гранитов возникла в результате послепарапородного калиевого метасоматоза, который затронул как архейские граниты, так и архейские парапороды; другая часть образовалась магматическим путем и имеет протерозойский или, возможно, даже каледонский возраст. Основанием для таких предположений могут служить наблюдения Г. М. Друговой (1957) над порфиоровидными гранитами архея в Хонголдойской глыбе. Эти наблюдения показывают, что, во-первых, порфиоровидные граниты имеют трахитоидное строение и, таким образом, являются скорее посторогенными, чем синорогенными. Во-вторых, вмещающие архейские гнейсы и кристаллические сланцы в узкой приконтактовой полосе меняют свое простираание и приспособляются к границам интрузивного тела. В свете этих данных Г. М. Другова, условно относя трахитоидные порфиоровидные граниты к архею, все же допускает возможность их протерозойского возраста.

В заключение необходимо остановиться на характере метаморфизма архейских пород описываемого района.

Главная масса архейских гнейсов и кристаллических сланцев Восточного Саяна и Юго-Западного Прибайкалья сложена высокотемпературными минералами, из которых наиболее часто встречаются пироксены, гранаты (преимущественно альмандин), силлиманит, биотит, обыкновенная роговая обманка, кварц и полевые шпаты. В карбонатных породах, особенно в кальцифирах, наряду с кальцитом, доломитом и клинопироксеном нередко присутствуют форстерит, шпинель, скаполит, кварц, флогопит. Последний образует иногда крупные скопления в силикатных породах, например в магнезиальных скарнах бассейна р. Кырена.

При сравнении состава архейских пород Восточного Саяна, Хамар-Дабана, Слюдянского района, Алданского массива и Анабарского щита обнаруживается поразительное сходство их парагенетических ассоциаций, что было отмечено еще Д. С. Коржинским (1935, 1940). Он детально изучил особенности минерального состава архейских пород и ввел понятие алдано-слюдянской фации метаморфизма. По Д. С. Коржинскому, особенностью алдано-слюдянского комплекса является полная неустойчивость гроссуляра, волластонита, периклаза, что позволяет относить этот комплекс к фации особо большой глубинности (безгроссуляровая фация). Другой важной особенностью является неустойчивость ассоциации железо-магнезиального граната с клинопироксеном или роговой обманкой, за исключением бескварцевых и железистых, бедных магнием пород (фаялитовые породы). С другой стороны, ассоциация гиперстена с полевыми шпатами весьма характерна для этого комплекса (фация гиперстеновых гнейсов) и позво-

ляет отличать его от комплексов средней глубинности метаморфизма (Коржинский, 1945).

Все эти замечательные особенности свойственны главным образом архейским толщам, обнаженным на территории Восточной Сибири; в более молодых комплексах они не встречаются. Поэтому Д. С. Коржинский считает возможным использовать закономерности в парагенетических отношениях минералов как стратиграфический признак.

Действительно, минеральная ассоциация ромбического пироксена с полевыми шпатами, столь обычная в архейских породах Восточного Саяна и Хамар-Дабана, не обнаружена в метаморфических толщах протерозоя и палеозоя этих районов. Даже случаи совместного нахождения в архейских породах алмандина с роговой обманкой, моноклиновых пироксенов с актинолитом или присутствия других низкотемпературных минералов (мусковита, эпидота, альбита и т. п.), т. е. парагенезисы, «запрещенные» для алдано-слюдянской фации метаморфизма, связаны, как правило, с участками повторного метаморфизма архейских пород.

Метаморфизм архейских толщ Восточного Саяна и Южного Прибайкалья большинством исследователей так или иначе связывается с формированием архейских гранитов. Выше, в обзоре существующих взглядов на происхождение гранитов восточносибирского архея, отмечалось, что некоторые исследователи в настоящее время придают большое значение процессам ультраметаморфизма. В частности, Д. С. Коржинский (1955) считает, что региональный метаморфизм и гранитизация архейских толщ обусловлены фильтрацией сквозь магматических растворов, источником которых является гранитная магма.

С точки зрения Н. В. Фроловой (1953), метаморфизм архейских парапород Восточной Сибири заключается именно в их гранитизации, возникающей сразу во многих центрах, в которых сейчас наблюдаются согласные тела аляскитов. Окаймляющие их граниты с цветными минералами, мигматиты, различные гнейсы и кристаллические сланцы являются в различной степени «недогранитизированными» породами.

Полная перекристаллизация архейских пород Восточного Саяна и Южного Прибайкалья с превращением их в высокотемпературные образования происходила в зонах ультраметаморфизма, где ведущими процессами были, по-видимому, гранитизация и палингенез.

АРХЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Многие исследователи Восточного Прибайкалья разделяют архейский магматизм на два основных этапа: 1) излияния основных и ультраосновных магм; 2) образование гранитоидов и сопровождающих их мигматитов и жильных пород.

Излияния основных и ультраосновных магм считаются наиболее древними. По мнению Л. И. Салопа (1958а), большую часть амфиболитов и амфиболовых гнейсов, входящих в состав таланчанской толщи, которая залегает в основании разреза архея Восточного Прибайкалья, можно рассматривать как глубокометаморфизованные основные эффузивные породы. В пользу этого говорят пластовая и линзовидная форма залегания амфиболитов, некоторые особенности их структуры, минерального и химического состава. Выделение таких ортопород, встречаемых в одиночных обнажениях, затруднительно, поскольку реликтовые структуры магматических пород практически не встречаются, а остальные признаки могут принадлежать и первичноосадочным породам.

Амфиболиты, амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, ставшие однообразные по составу мощные горизонты или свиты, могут быть отнесены к ортопородам с большей надежностью. Выше указывалось, что и в составе святоносской толщи, по новым данным С. Д. Хилько и А. С. Ескина, подобные породы весьма распространены. Еще П. Эскола (1921) вполне обоснованно считал амфиболиты и кристаллические сланцы архея п-ова Святой Нос рассланцованными диоритами и габбро.

Образование гранитоидов и сопровождающих их мигматитов и жильных пород. Не рассматривая спорных вопросов генезиса архейских гранитов, отметим, что большинство исследователей в Восточной Прибайкалье относят к архею комплекс гнейсовидных гранитов (гнейсо-гранитов) и мигматитов, широко распространенных в ассоциации с архейскими метаморфическими породами. В общем виде это положение вполне справедливо и никаких сомнений не вызывает.

Во многих работах, посвященных геологии и магматизму Прибайкалья (Обручев, 1939; Павловский и Цветков, 1939б; Павловский, 1948б; Обручев и Великославинский, 1953б; Арсеньев и Нечаева, 1953; Кульчицкий, 1957б; Салоп, 1958в; Белов, 1958б и др.), имеются достаточно подробные характеристики древнейших гранитоидов. Вместе с тем исследования показывают, что в байкальской полосе архейских метаморфических пород располагаются массивы гранитоидов с весьма широким возрастным диапазоном: от архея до нижнего палеозоя. По мере накопления новых материалов и детализации описаний становится ясным, что аналогичная картина «омоложения» гранитоидов характерна и для остальных районов Байкальской горной области.

Материалы проведенных Д. Ц. Циреновой в Восточном Прибайкалье (по берегам Чивыркуйского залива) геологических съемок и детальные наблюдения А. С. Ескина и С. Д. Хилько на п-ове Святой Нос позволяют с достаточной надежностью относить многие тела гранитоидов, считавшихся ранее архейскими, к более поздним магматическим циклам. Только ошибочным объединением разновозрастных магматических пород в единый комплекс можно объяснить ту пестроту петрографических и петрохимических характеристик гранитоидов и архейских полей, которая обнаруживается во многих работах по геологии докембрия Прибайкалья (Обручев и Великославинский, 1953б). Все это приводит к необходимости более строгого и тщательного отбора критериев для расчленения разновозрастных гранитоидов.

До недавнего времени основанием для отнесения гранитов к архею был сам факт прорывания ими архейских толщ и гнейсовидная текстура. Это основание, конечно, ненадежно, поскольку им устанавливается лишь возможный нижний предел возраста, а кажущаяся гнейсовидность может возникать в результате сложных процессов протектоники или более позднего катаклаза.

На фоне архейских толщ п-ова Святой Нос гранитоиды расчленяются на следующие последовательно возникавшие комплексы. К наиболее древним относятся архейские слюдястые и роговообманковые мигматиты и гнейсовидные гранитоиды. Для всех этих пород характерны гнейсовидная или нормальная сланцеватая текстуры, гранобластовая структура и состав, очень близкий к лейкократовому биотитовому или биотитово-роговообманковому плагиогнейсу; контакты типично инъекционные. Сложность и постепенность переходов к негратитизированным силикатным породам архея в большинстве случаев не дают возможности четко оконтурить эти согласные тела на карте.

¹ См. главу «Стратиграфия».

Вторым этапом было внедрение светло-серых гранодиоритов и граносиенитов¹. Это типичные дискордантные массивы с нормальными секущими резами контактами. Внедрение этих гранитоидов произошло в условиях значительных глубин, поскольку изменения в экзоконтактах сводятся только к незначительной перекристаллизации (увеличению размера зерен) в зоне, измеряемой несколькими миллиметрами. Мраморы ассимилируются интенсивно. Зоны скарнирования незначительны.

Структура пород гранитная, гипидиоморфнозернистая, часто с чертами катакластической, или протокластической. Катаклаз проявляется в развальцованности пород, внешне очень похожей на гнейсовидность. Образование крупных массивов порфириовидных граносиенитов было третьим этапом гранитоидного магматизма. Это типично метасоматические породы, интенсивно «перерабатывавшие» все силикатные породы архея и более ранние гранитоиды. Верхнепротерозойский возраст их определяется однозначно по аналогии с крупными полями гранитоидов Баргузинского хребта. Наиболее молодыми являются разнообразные светло-серые граносиениты и граниты, сопровождающиеся комплексом аналогичных дайковых пород, аплитов и реже пегматитов. В целом это нормально магматический комплекс.

Особенно интересны экзоконтактовые процессы. В силикатных породах архея образуются зоны роговиков, мраморы интенсивно скарнируются, образуются типичные для каледонских интрузий гранатовые и гранатово-пироксеновые скарны. Раньше характерные порфириовидные граниты относились к верхнему протерозою (баргузинскому комплексу), а святоноситам приписывался то протерозойский, то палеозойский возраст. В целом же вся средняя часть п-ова Святой Нос считалась сложенной архейскими гнейсами и гранитоидами.

Как видно из описания, разновозрастность гранитоидов при детальном изучении их контактов с вмещающими высокометаморфизованными породами архея выявляется достаточно четко. Убедительные данные в этом отношении могут быть получены и путем геохимического изучения отдельных минералов из разных комплексов. Такие исследования были выполнены по биотитам для гранитов Хамар-Дабана Л. П. Никитиной (1957) и по слюдам метаморфических пород архея, архейских гранитов и гранитоидов других комплексов п-ова Святой Нос А. С. Ескиным, А. И. Кузнецовой, А. И. Черненко и Т. И. Пауллер (Ескин и др., 1962).

В архейской полосе Восточного Прибайкалья не были отмечены гранитоиды аляскитового типа. Этот факт и своеобразный характер строения разрезов (преобладание основных ортопород или их ассоциация с мраморами и кварцитами), по-видимому, являются главнейшими специфическими особенностями архейского комплекса указанного района в целом. Наиболее вероятными аналогами гнейсовидных гранитоидов и сопровождающих их мигматитов являются трондьемиты — первая фаза архейского гранитоидного магматизма, выделяемая на Алданском массиве и в других районах развития архея.

Для архейских образований Восточной Сибири характерен весьма своеобразный глубинный тип метаморфизма, четко отличающий архей от метаморфических толщ более молодого возраста. Подробные исследования минеральных парагенезисов и фаций метаморфизма в породах архея с исчерпывающей полнотой изложены в работах Д. С. Коржинского (1936, 1945) и Н. В. Фроловой.

¹ К этому же комплексу относятся выделенные П. Эскола гибридные породы святоноситы (гранодиориты с андрадитом).

В своеобразных геологических условиях Восточного Прибайкалья (близость выходов пород архея и более молодой подвижной тектонической зоны протерозоя, обилие «молодых» гранитоидов среди архейских пород, множество разновеликих зон тектонитов) сложилась благоприятная обстановка для развития наложенных процессов регрессивного метаморфизма. В настоящей работе нет возможности подробно рассмотреть все многообразие процессов диафтореза в породах архея Восточного Прибайкалья и их распределение во времени и по площади. Можно лишь грубо наметить четыре основные фазы метаморфических преобразований, находящие отражение в определенных минеральных парагенезисах.

Первой фазой метаморфизма были процессы архейского регионального метаморфизма, проходившие в условиях исключительной глубинности. Следы этих процессов мы видим в единичных реликтах глубокометаморфизованных пород, по степени метаморфизма тождественных типичным образованиям архейских комплексов Алданского массива и Слюдянского района. В описываемом районе такие породы представлены мелкими реликтами гиперстеносодержащих кристаллических сланцев.

Вторая фаза преобразования архейских пород проходила в условиях, близких к амфиболитовой фации. Она вызвала соответствующие изменения парагенезисов в ранее глубокометаморфизованных породах: гиперстеносодержащие кристаллические сланцы и гнейсы превращены в роговообманковые и гранатово-роговообманковые разновидности и гранатовые амфиболиты; весьма характерна ассоциация роговой обманки и граната (альмандиновый ряд). Эти повторные процессы связаны, по-видимому, с воздействием протерозойских гранитоидов, хотя в целом характер метаморфизма более близок к региональному.

Следующая фаза метаморфизма пород архейского комплекса имеет нормальный контактовый характер и может быть расчленена на несколько последовательных стадий, связанных с гидротермальным воздействием, возможно, с автометаморфическими процессами и контактовым метаморфизмом гранитоидов более поздних фаз протерозойского и каледонского магмагенеза. Их проявление выражается в мусковитизации, эпидотизации и амфиболитизации. Типичными породами для этой фазы являются мусковитизированные и двуслюдяные гнейсы, различные сланцы с вторичным эпидотом и амфиболом; в узких контактовых зонах — слюдястые и амфиболовые роговики; мраморы на контактах с каледонскими гранитоидами интенсивно скарнируются.

Последняя фаза метаморфизма обусловлена динамическими процессами, связанными с зонами разломов и смещений. Архейские породы подвергаются дроблению и милонитизации в сочетании с интенсивным низкотемпературным минералообразованием (хлоритизация, карбонатизация, сосюритизация, окварцевание). Некоторые зоны разломов, располагающиеся в полосе архея, имеют несомненно очень древнее заложение. Находки типичных бластомилонитов свидетельствуют о том, что процессы контактового метаморфизма частично происходили позднее тектонических смещений.

АРХЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ СРЕДНЕ-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

В архее Средне-Витимской горной страны установлены образования, относящиеся к двум плутоническим комплексам: метабазитам и гнейсо-гранитам.

Комплекс метабазитов. Этот комплекс имеет в своем составе наряду с заведомо интрузивными породами вулканиты, однако вслед-

ствие весьма глубокой перекристаллизации они не всегда могут быть отличимы. По-видимому, многие амфиболиты и амфиболовые гнейсы, широко распространенные в илеирской и тулдунской толщах архея, являются метаморфизованными магматическими породами эффузивного и отчасти интрузивного характера. Об этом свидетельствуют некоторые структурно-текстурные, минералогические и химические их особенности, указанные при описании стратифицированных толщ архея. В большинстве случаев эти породы слагают пластовые или линзовидные тела, залегающие среди различных кристаллических сланцев и гнейсов, и нередко характеризуются массивным или грубосланцеватым сложением. Изредка отмечаются и пластовосекущие тела амфиболитов, однако реликтовая магматическая структура (типа бластоофитовой) наблюдается в них как исключение. Возможно, что встречающиеся в илеирской толще амфиболиты, близкие к горнблендитам, представляют собой сильно метаморфизованные магматические породы ультраосновного состава.

О возрасте метабазитов можно судить по тому, что они пронизывают гнейсовые суперкрупные толщи, участвуют в их складчатой структуре и метаморфизованы совершенно одинаково с вмещающими породами. В свою очередь они инъецируются древнейшими гнейсо-гранитами и пегматитами.

Комплекс гнейсо-гранитов. Гнейсо-граниты этого комплекса образуют преимущественно небольшие пластовые тела в архейских гнейсовых толщах и участвуют в их мигматизации. При этом во вмещающих породах нередко содержится так много инъекционного материала, что граница между ними и гнейсо-гранитами становится неопределенной. Иногда гнейсо-граниты слагают сравнительно крупные линзовидные, овальные или сложной формы массивы, вытянутые параллельно простиранию гнейсов. Во всех случаях они заключают большое количество участков неполностью переработанного субстрата. Контакты плутонических тел, как правило, параллельны сланцеватости вмещающих пород, хотя в отдельных случаях наблюдаются и секущие взаимоотношения.

Для рассматриваемого комплекса наиболее типичны гнейсовидные лейкократовые или аляскитовые граниты, но нередко встречаются также и мезократовые биотитовые или биотитово-амфиболовые граниты. Структурные и текстурные признаки всех этих пород довольно близки. Структура их чаще всего гранобластовая или гетеробластовая и катакластическая, реже аллотриоморфнозернистая (аплитовая) гипидиоморфнозернистая и порфириовидная. Текстура обычно гнейсовидная вследствие субпараллельного расположения цветных минералов, агрегатов кварца, а иногда и полевого шпата. Степень ориентированности минералов изменяется в широких пределах, и в зависимости от этого выделяются различные текстурные разновидности пород: гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, слабогнейсовидные и массивные граниты.

В подавляющем большинстве случаев направление кристаллизационной сланцеватости в гранитах и во вмещающих породах совпадает. Полевые наблюдения показывают, что сланцеватость в гранитах, как правило, наследует первичную стратификацию окружающих суперкрупных пород. Нередко текстурный рисунок гнейсов в «ксенолитах» (скиалитах) наблюдается и в гнейсо-гранитах без всяких изменений (теневые текстуры). В гранитах часто наблюдаются явления катаклаза и протоклаза.

Самые распространенные в составе комплекса породы — лейкократовые плагноклазово-микроклиновые граниты или гнейсо-граниты — обладают средне- и крупнозернистым сложением, светло-серой или

розовато-серой окраской и состоят главным образом из микроклина, плагиоклаза (олигоклаза или альбит-олигоклаза) и кварца, к которым обычно примешивается немного биотита. Вторичными минералами являются мусковит, хлорит и эпидот, а акцессорными — ортит, апатит, циркон, монацит, сфен и магнетит. В некоторых гранитах присутствуют еще единичные зерна диопсида, амфибола и чешуйки графита, по-видимому заимствованные из вмещающих пород. Микроклин то несколько преобладает над плагиоклазом, то оба эти минерала находятся в примерно равном количестве. Плагиоклаз обычно бывает немного серицитизирован; почти полностью замещенные («наполненные») серицитом плагиоклазы встречаются только в породах, подвергшихся диафторезу. Весьма характерно присутствие в плагиоклазе около границы с калиевым полевым шпатом обильных мирмекитовых прорастаний кварца. Микроклин обычно замещает плагиоклаз и содержит его в виде одинаково ориентированных включений.

С лейкократовыми плагиоклазово-микроклиновыми гранитами ассоциируют розовые аляскитовые граниты, состоящие в основном из микроклина и кварца с незначительной примесью олигоклаза, биотита и ортита, а также лейкократовые плагиограниты, сложенные главным образом олигоклазом или альбит-олигоклазом и кварцем, к которым примешиваются роговая обманка, биотит, эпидот, ортит и сфен. Плагиограниты большей частью встречаются в виде тонких пластовых инъекций в амфиболовых плагиогнейсах.

Мезократовые (иногда меланократовые) гнейсо-граниты тесно связаны с лейкократовыми и аляскитовыми разновидностями и обычно приурочены к краевым зонам их массивов. От лейкократовых гранитов мезократовые гнейсо-граниты отличаются преимущественно более высоким содержанием цветных минералов (биотита и роговой обманки), вследствие чего в них более ясно заметна кристаллизационная сланцеватость. Характерна также очковая текстура, обусловленная присутствием крупных округлых порфиробласт полевых шпатов, обтекаемых мелкозернистой массой из цветных минералов и кварца. Плагиоклаз несколько преобладает над микроклином. Кварц всегда гранулирован. Иногда встречаются зерна моноклинного пироксена (диопсида?), окруженные амфиболом. Минералы-примеси те же, что и в лейкократовых гранитах, но обычно больше сфена и апатита. По всей вероятности, указанные особенности минерального состава находятся в связи с неполной переработкой материала субстрата.

Архейские гнейсо-граниты повсеместно сопровождаются пегматитовыми и аплитовыми жилами. Наиболее распространены неравномернозернистые ортотектитовые пегматиты, состоящие из микроклина, олигоклаза и биотита, иногда с небольшим количеством алмандина. Для многих пегматитовых тел типичен ортит. Графические и мусковитовые пегматиты весьма редки.

Для химизма архейских лейкократовых и аляскитоидных гранитов характерно высокое содержание кремнекислоты и щелочей (при обычном преобладании калия над натрием), а также малое количество магнесии, извести и окислов железа. Большинство этих пород умеренно пересыщено глиноземом.

Генезис архейских гнейсо-гранитов имеет следующие характерные особенности: 1) тесная связь с вмещающими стратифицированными гнейсами и наличие промежуточного типа пород; 2) залегание преимущественно в виде согласных пластовых тел и участвующих в складчатости инъекций; 3) наличие большого количества ориентированных включений (скиалитов) субстрата; 4) широкое распространение гнейсовидных «теневых» текстур и гранобластовых структур; 5) отсутствие

контактных ореолов (гнейсо-граниты изофациальны с вмещающими породами); 6) преобладание лейкократовых и аляскитовых разновидностей, близких к эвтектоидному гранитному составу; редко меланократовые породы связаны с процессами мигматизации; 7) многочисленные случаи метасоматического замещения, особенно микроклинизации; 8) очень типичны мирмекитовые прорастания; 9) обилие пегматитов орто-тектитового типа.

Перечисленные особенности дают основание считать, что архейские гнейсо-граниты возникли в зоне ультраметаморфизма в результате гранитизации суперкрупных толщ. Частично они сформировались во вмещающих породах *in situ*, в других случаях заняли себе пространство интрузивным путем (реоморфические граниты). По всей вероятности, метасоматической гранитизации сопутствовали процессы селективного анатексиса. Не исключено, что во многих случаях им принадлежала даже ведущая роль.

Гранито-гнейсы и связанные с ними пегматиты прорывают древнейшие метабазиты, но сами находятся в гальке базальных конгломератов муйской серии нижнего протерозоя (по рекам Самокуту и Булунде в Северо-Муйском хребте). Таким образом, они несомненно относятся к архейскому комплексу. Кроме того, возникновение гнейсо-гранитов неразрывно связано с метаморфизмом архейских толщ.

Для архейских гнейсо-гранитов Средне-Витимской горной страны определения абсолютного возраста пока еще не произведены. В районах, расположенных в бассейне р. Чары, пегматиты, входящие в состав аналогичного гнейсо-гранитового комплекса, имеют возраст 2700 млн. лет¹ (Виноградов и др., 1960).

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО САЯНА

На площади Восточного Саяна магматические горные породы позднедокембрийского возраста распространены очень широко и представлены как интрузивными, так и эффузивными разновидностями. Количественно резко преобладают интрузивные породы.

Начало изучения магматических пород Восточного Саяна относится к первой половине XIX в. Т. С. Ковригин (1836) впервые установил асбестоносность гипербазитов Ильчирского района. В последующие 125 лет накапливался фактический материал и были выполнены важные теоретические исследования магматических пород Восточного Саяна, затронувшие ряд общих вопросов петрографии и петрологии. В первую очередь сюда необходимо отнести исследования В. Н. Лодочникова (1916, 1933, 1936, 1941в), Б. М. Куплетского (1926), Н. Д. Соболева (1930, 1934а) и В. С. Соболева (1947). Что касается расчленения магматических пород на самостоятельные геологические группы, выяснения их возраста, места в тектонической структуре и т. д., то эти вопросы еще далеки от окончательного разрешения.

Докембрийские эффузивные породы на рассматриваемой территории имеют, по-видимому, ограниченное развитие; в основном они известны в пределах Ильчирского синклиория, где слагают маломощные невыдержанные по простиранию прослои и линзы в уртагольской и окинской свитах.

В составе уртагольской свиты эффузивы впервые описаны В. Н. Лодочниковым (1941в) близ устья р. Сусера и на восточном

¹ Значения получены свинцовым методом по ортиту.

побережье оз. Тунку-Нур, где авгитовые и плагиоклазовые порфири́ты слагают маломощные линзы среди парасланцев. Авгитовые порфири́ты представляют собой плотные породы желтовато-зеленого цвета, состоящие из карбоната, серицита, хлорита, непрозрачных глинистых частиц рудного минерала (преимущественно пирита) и халцедона; структура реликтово-порфи́ровая. В массе постериорных минералов отмечены псевдоморфозы по фенокристам плагиоклаза и авгита. Местами встречаются измененные лейсточки плагиоклаза основной массы. Плагио-порфи́риты характеризуются зеленовато-серым цветом, плотной слабо-сланцеватой текстурой и реликтово-порфи́ровой структурой; причем плагиоклаз порфи́робластов нацело замещен кальцитом и пелитом. В основной массе отмечаются крупные чешуйки хлорита, мелкие зерна кварца, эпидота, альбита и рудного минерала.

В районе Ильчирского месторождения асбеста В. Н. Лодочниковым (1936) среди зеленых сланцев были обнаружены метадиабазы типа спилитов, позднее прослеженные А. С. Ивановым восточнее, в бассейне р. Арлык-Гола. Метадиабазы представляют собой зеленокаменно-измененные эффузивы основного состава. Это мелкозернистые темно-зеленые, серо-зеленые и серые плотные массивные и рассланцованные породы. На левом берегу р. Арлык-Гола в диабазовых породах наблюдается шаровая отдельность. Структура этих пород порфи́робластовая и гломеробластовая, встречаются реликты офитовой и интерсертальной. Состоят они из плагиоклаза, эпидота, цоизита, клиноцоизита, хлорита, биотита, лейкоксена, кварца, кальцита, титаномагнетита и сульфидов (пирротина, пирита и халькопирита). В истоках р. Онота, близ устья р. Ильчира, среди метадиабазов М. Ф. Шестопаловым отмечены миндалекаменные разновидности, пустоты в которых выполнены эпидотом и рудным минералом.

В. П. Арсентьевым на правом берегу р. Урта-Гола (правый приток р. Китоя) описаны зеленые роговообманковые ортосланцы со сланцеватой текстурой и гранонематобластовой структурой. Состоят они из роговой обманки и небольших количеств плагиоклаза, кварца, микроклина, сфена, эпидота, хлорита и рудного минерала. По-видимому, это измененные эффузивы.

В бассейне р. Шумака в составе нижней серии верхнего протерозоя, отнесенной ныне к уртагольской свите, И. П. Бузиковым (1957) наблюдались зеленоватые, зеленовато-серые и буроватые, интенсивно рассланцованные и измененные эффузивы типа кварцевых порфи́ров, альбитофи́ров, андезиновых порфи́ритов и других кислых и средних разновидностей. Подробного описания этих эффузивов нет.

Довольно мощные пластовые тела измененных, возможно, эффузивных, габбро-диабазов отмечены И. П. Бузиковым (1957) среди верхнепротерозойских сланцев в низовьях р. Шумака. Этим исчерпываются сведения об эффузивных протерозойских породах Восточного Саяна.

Относимые к протерозою интрузивные породы представлены широкой гаммой разновидностей — от ультраосновных до кислых. Наиболее древними, по-видимому нижнепротерозойскими, являются гранитоиды истоков рек Онота и Самарты, названные А. С. Ивановым оспинско-самартинскими.

В составе поздних верхнепротерозойских интрузий выделяются следующие комплексы: 1) оспинский комплекс ультраосновных пород; 2) урда-окинский комплекс основных пород; 3) саянский комплекс гранитоидов; 4) мунку-сардыкский комплекс гранитоидов. Последние два комплекса выделены условно. Мунку-сардыкские гранитоиды до недавнего времени считались каледонскими (Лурье, 1952), но данные

геологических съемок, собранные в последние годы, позволяют уверенно считать их верхнепротерозойскими. Взаимоотношения этих гранитоидов с саянскими неизвестны. В дальнейшем после специальных исследований эти два гранитоидных комплекса, возможно, будут объединены в один.

Оспинско-самартинские гранитоиды обнажены на довольно крупных площадях в истоках рек Оюта, Даялыка, Самарты и Амбарта-Гола. Впервые они были описаны В. Н. Лодочниковым (1941в), который объединил их с гнейсами и отнес к архею. Позднее эти гранитоиды изучались М. Ф. Шестопаловым, В. С. Трофимовым, А. С. Ивановым, А. П. Рихвановым и др. Характерно, что контакты гранитоидов с вмещающими архейскими гнейсами не резкие, иногда имеют место постепенные переходы массивных гранитов через огнейсованные граниты в гнейсы. Контакты гранитоидов с протерозойскими известняками и сланцами везде тектонические. Между гранитоидами и ультраосновными породами оспинского комплекса также протягиваются зоны дробления и милонитизации.

Описываемые гранитоиды — массивные, иногда сланцеватые светло-серые породы с зеленоватым оттенком, по периферии массивов часто огнейсованные. Структура их гипидиоморфнозернистая, местами катакластическая. Они состоят из плагиоклаза (№ 7), кварца, микроклина, биотита, роговой обманки, мусковита и аксессуарных: апатита, циркона, рудного, редко ортита и граната. Плагиоклаз составляет 45—50% породы, замещен серицитом, эпидотом и цоизитом. Микроклина не более 12—15%, обычно он содержит включения плагиоклаза и кварца. Цветные минералы интенсивно хлоритизированы.

Оспинский интрузивный комплекс. Серпентиниты и серпентинизированные перидотиты этого комплекса слагают многочисленные массивы, расположенные в виде двух (северного и южного) перидотитовых поясов на границе протерозойских синклиналий с Гарганской глыбой архея.

Северный перидотитовый пояс протягивается от истоков р. Урда-Гаргана через верховья рек Урика, Даялыка в бассейн р. Оюта. Наиболее крупным здесь является Хара-Желгинский массив. Южный перидотитовый пояс протягивается вдоль южной окраины Гарганской глыбы от устья р. Иркутного Гаргана, через бассейн рек Самарты и Арлык-Гола. Он образован массивами Сусеровским, Гарганским, Ильчирским и Самартинским. В истоках рек Самарты и Амбарта-Гола расположен ультраосновной массив Улан-Сардык, приуроченный, по-видимому, к менее отчетливо выраженному срединному поясу, который в основном был уничтожен при образовании Саянской гранитной интрузии. В истоках р. Оюта северный и южный пояса смыкаются; здесь расположен один из наиболее крупных ультраосновных массивов — Оспинский. К востоку от него до устья р. Шумака вдоль линии стыка Ильчирского синклиналия с Главной антиклинальной зоной протягивается полоса мелких линзовидных массивов.

Ультраосновные породы Ильчирского района изучались Т. С. Ковригиным (1836), И. Д. Черским (1873), Л. А. Ячевским (1889) и В. Н. Лодочниковым (1936), детально описавшим Ильчирский асбестоносный массив. Большое значение для познания гипербазитов Восточного Саяна имеют также работы А. Г. Гокоева (1932), Н. Д. Соболева (1934а, 1940), М. Ф. Шестопалова (1937, 1938б, 1938в) и др.

Гипербазитовые массивы во всех случаях имеют линзообразную форму и залегают согласно с вмещающими породами или вдоль тектонических зон. Размеры массивов весьма разнообразны; наиболее крупный — Оспинский — имеет длину 30 км и ширину до 10—12 км.

В составе оспинского интрузивного комплекса выделены гарцбургиты и дуниты, они повсеместно серпентинизированы. Особенно интенсивно этот процесс выражен по периферии ультраосновных массивов; мелкие линзовидные тела гипербазитов серпентинизированы полностью. Гарцбургиты и дуниты состоят из оливина и ромбического пироксена. В гарцбургитах содержание пироксена составляет 10—20%, в дунитах 0—10%. Оливин представлен магниальной разновидностью — хризолитом, содержащим 20—28% Fe_2SiO_4 . Ромбический пироксен соответствует энстату (5—6% FeSiO_3). В качестве примеси постоянно присутствует хромовая шпинель. По данным М. Б. Богйдаевой, гипербазиты оспинского комплекса существенно отличаются от джидинских: в Восточном Саяне они являются гарцбургитовыми, а в бассейне р. Джиды тяготеют к лерцолитовому типу.

Химический состав перидотитов приводится в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав перидотитов оспинского интрузивного комплекса

Компоненты	Весовые %		Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому		
	Дунит	Гарцбургит	Коэффициенты	Дунит	Гарцбургит
SiO_2	40,00	40,64			
TiO_2	Следы	0,04	<i>s</i>	33,0	34,7
Al_2O_3	0,13	0,40	<i>a</i>	0	0,2
Fe_2O_3	1,29	1,09	<i>c</i>	0	0,1
FeO	7,26	6,23	<i>b</i>	67,0	65,0
MnO	0,13	0,10	<i>Q</i>	—35,0	—31,1
MgO	49,89	47,18	<i>a:c</i>	0,0	2,0
CaO	—	0,20	<i>c'</i>	0,1	0,15
Na_2O	—	0,13	<i>m'</i>	90,9	91,7
K_2O	—	—	<i>f'</i>	9,0	8,15
P_2O_5	0,03	—	<i>n</i>	0,0	100,0
П.п.п.	0,19	0,72	<i>t</i>	—	0,6
Cr_2O_3	0,49	0,31	φ	1,1	1,0
NiO	0,25	0,30	$\text{MgO}:\text{FeO}$	7:1	8:1
H_2O	0,64	3,57			
Сумма	100,33	100,31			

По материалам А. С. Иванова и М. Ф. Шестопалова.

Аналитик Н. Ф. Левенфиш.

Судя по соотношению магния и железа, оспинские перидотиты являются производными гипербазитовой магмы.

Среди пород оспинского интрузивного комплекса отмечены мелкие тела габброидов более молодого возраста. М. Б. Богйдаева связывает их происхождение с воздействием кислых интрузий на гипербазиты и вмещающие породы. А. С. Иванов считает эти габброиды магматическими. Жильные разновидности в гипербазитах представлены энстатами, верлитами, диаллагитами, вебстеритами, плагиоклазово-амфиболовыми, хлоритовыми, гранатово-хлоритовыми, гранатово-пироксеново-клиноцоизитовыми, везувианово-хлоритовыми и углеродсодержащими породами. Последние являются обуглероженными перидотитами и встречаются в виде жил и отдельных обуглероженных участков среди перидотитов. Углерод находится в виде тонкодисперсного графита.

Серпентиниты оспинского комплекса имеют главным образом автометаморфическое происхождение, но в ряде случаев они образовались несомненно аллометаморфическим путем. Встречаются аподунитовые и апогарцбургитовые породы. В них первоначальную природу серпентинитов определить невозможно. В зависимости от соотношений минералов среди серпентинитов выделяются хризотилловые, антигоритово-хризотилловые и антигоритовые разновидности. Текстура их массивная, часто сланцеватая или конгломератовидная; цвет серо-зеленый, темно-зеленый, почти черный, реже желто-зеленый. Часто имеются прожилки серпофита, иногда хризотил-асбеста. Асбестоносные серпентиниты встречены почти во всех массивах. Кроме серпентинитовых минералов, определяющих название той или иной разновидности серпентинитов, в их составе присутствуют хромовая шпинель, рудная пыль, брусит, карбонаты, тальк, реликты оливина и пироксена. Иногда на периферии массивов или на контактах с пересекающими их гранитоидами серпентиниты переходят в тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы (листвениты). Наличие в этих породах хромовой шпинели, фуксита, а также петельчатая структура указывают на их ортопроисхождение. Контактные воздействия гранитоидов выразились также в тремолитизации и хлоритизации серпентинитов, а в ряде случаев — в образовании контактовых залежей нефрита.

На контактах с гипербазитами вмещающие породы в различной степени метаморфизованы: сланцы окремнены или оталькованы, известняки превращены в тальково-карбонатные породы.

С гипербазитами оспинского комплекса связаны многочисленные проявления хризотил-асбеста, хрома, никеля, кобальта и нефрита. Вопрос о возрасте этих пород окончательно не решен. Предыдущие исследователи, в частности Н. Д. Соболев (1934а, 1940), С. В. Обручев и М. Л. Лурье (1952б), объединили ультраосновные породы верховьев рек Китоа и Иркута и основные породы района р. Боксона в восточно-саянскую гипербазитовую формацию. Возраст ее считался каледонским на том основании, что в бассейне рек Боксона и Дибя гипербазиты прорывают осадочно-вулканическую толщу нижнего кембрия (сархойскую свиту) и среднекембрийскую гарлыкскую свиту (выделенную М. Ф. Шестопаловым и А. С. Ивановым в бассейне р. Китоа).

В настоящее время концепция единой гипербазитовой формации не вполне соответствует фактическому материалу. Если боксонские основные породы, пересекающие нижний кембрий, представлены главным образом диабазами и габбро-дибазами, т. е. производными базальтоидной магмы, то ультраосновные породы оспинского комплекса являются производными гипербазитовой магмы. Структурные условия этих двух магматогенных комплексов также различны: массивы оспинского комплекса образуют гипербазитовый пояс на стыке архейских и протерозойских структур и сингенетичны им. Боксонские базиты окаймляют южнопалеозойские грабен-синклинальные структуры.

Работами последних лет выяснено, что оспинские ультраосновные породы не прорывают отложений кембрия, а гарлыкская свита, выделенная М. Ф. Шестопаловым и А. С. Ивановым, аналогична монгошуйской свите верхнего протерозоя. Более того, в гипербазитах Оспинского Хара-Желгинского массивов отмечены жилы и дайки гранит-порфиров, принадлежащих саянскому интрузивному комплексу, в то время как гранитоиды этого комплекса с трансгрессивным несогласием перекрываются конгломератами нижнего кембрия и присутствуют в составе их гальки (наблюдения В. П. Арсентьева по рекам Гарлык-Голу и Монгоше). Таким образом, в настоящее время нет убедительных данных, подтверждающих каледонский возраст пород оспинского комплекса.

Приведенные выше немногочисленные факты свидетельствуют о верхнепротерозойском их возрасте¹.

Урда-окинский интрузивный комплекс. Габброиды этого комплекса слагают небольшие массивы в бассейне р. Урда-Оки в зоне Большого Саянского разлома и в верховьях р. Оки вдоль северной окраины Буту-Гольской глыбы архея. Габброиды р. Урда-Оки изучались П. В. Дубиным, в верховьях р. Оки — С. В. Обручевым, Д. В. Титовым и В. П. Арсентьевым. В этих районах основные массивы дискордантны и имеют сложный состав. Здесь преобладают габбро-амфиболиты и габбро-диабазы, имеются также ультраосновные породы, превращенные в серпентиниты. Эти разновидности связаны между собой постепенными переходами. Габбро-амфиболиты представляют собой темно-зеленые породы массивного сложения. Структура их бластогипидиоморфнозернистая с реликтами пойкилоофитовой. Главной составной частью является роговая обманка, промежутки между зернами которой выполнены бурыми скоплениями соссюрита и альбита; среди них встречаются хорошо образованные кристаллики эпидот-клиноцоизита. Хлорит совместно с биотитом развиваются по роговой обманке.

Габбро-диабазы — темно-зеленые, зеленовато-серые породы с массивной, редко сланцеватой текстурой. Структура офитовая. Они состоят из идиоморфных лейт основного плагиоклаза (№ 50), местами соссюритизированного, а иногда и полностью замещенного вторичными минералами, реликтовых зерен монопироксена, вторичной роговой обманки, титаномagnetита и хлорита, выполняющего промежутки между другими минералами. Акцессорные минералы — призматически-игольчатый апатит, сфен и циркон.

В габбро-амфиболитах и габбро-диабазе местами резко выражены авто- и динамометаморфизм, амфиболитизация пироксенов, соссюритизация и эпидотизация плагиоклазов с выделением альбита; иногда развита милонитизация.

Серпентиниты — макроскопически плотные или рассланцованные зеленовато-черные породы с массивной или сланцеватой текстурой. В главной своей массе они состоят из листочков и иголок антигорита, которые взаимно переплетаются и прорастают друг друга, создавая спутанно-игольчато-листоватую структуру. Антигоритовый серпентинит пересекается тонкими прожилками бесцветного хризотила, в которых встречаются магнезиальный карбонат и магнетит.

В верховьях р. Оки породы урда-окинского комплекса прорываются мунку-сардыкскими гранитоидами; они встречаются исключительно среди нижнепротерозойских отложений. По р. Урда-Оке их пересекают гранитоиды саянского комплекса. На этом основании для габброидов урда-окинского комплекса условно принят нижнепротерозойский возраст.

Саянский интрузивный комплекс. Гранитоиды этого комплекса имеют наибольшее распространение среди других магматических образований Восточного Саяна. Они слагают довольно крупные массивы, обычно расположенные в антиклинальных зонах архея или на стыке с протерозойскими синклиориями. На площади Ильчирского синклиория находятся Гарлыкский и Урта-Гольский гранитоидные массивы. Верхне-Онстский и Даялыкский массивы отделяют Гарганскую глыбу архея от Главной антиклинальной зоны Восточного Саяна. На юге Окинского синклиория развиты Зун-Холбинский и Гарганский массивы, Средне-Окинская группа массивов оконтуривает Окинский

¹ Данные 1962 г. заставляют признать, что мнение о каледонском возрасте оспинских ультраосновных интрузий более соответствует действительности. — *Прим. ред.*

синклинорий с севера. В пределах Тункинской антиклинальной зоны на северном склоне хребта Хамар-Дабан расположена Хамар-Дабанская группа гранитоидных массивов. Положение гранитоидов в нормальном разрезе Восточного Саяна определяется тем, что они прорывают окинскую свиту верхнего протерозоя и трансгрессивно перекрываются конгломератами нижнего кембрия (бассейн рек Гарлык-Гола и Монгоши). Таким образом, возраст гранитоидов саянского комплекса — верхнепротерозойский или синийский.

Гарлыкский массив расположен в средней части долины р. Гарлык-Гола, впервые описан А. Г. Гокоевым (1932); в 1938 г. изучался В. С. Трофимовым и А. С. Ивановым, а в 1957 г. — Л. И. Старчаком. Граниты образуют овальное тело в известняках монгошинской свиты и перекрываются со стратиграфическим несогласием конгломератами нижнего кембрия. Именно здесь верхнепротерозойский возраст гранитов вызывает меньше всего сомнений.

Граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, состоят из плагиоклаза, ортоклаза, кварца, биотита, апатита, циркона и рудного минерала. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, лейкоксомом, серицитом, кальцитом и окислами железа.

Химический состав гранита приведен в табл. 5.

Таблица 5

Химический состав гранитов саянского интрузивного комплекса

Компоненты	Весовые %	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому
SiO ₂	72,50	<i>s</i> = 80,0
TiO ₂	0,38	<i>a</i> = 12,6
Al ₂ O ₃	13,70	<i>c</i> = 2,0
Fe ₂ O ₃	1,68	<i>b</i> = 5,4
FeO	0,78	<i>Q</i> = 32,8
MnO	0,07	<i>a:c</i> = 6,3
MgO	0,56	<i>a'</i> = 42,4
CaO	1,30	<i>m'</i> = 16,6
Na ₂ O	3,55	<i>f'</i> = 41,0
K ₂ O	3,57	<i>n</i> = 60,3
P ₂ O ₅	0,09	<i>t</i> = 0,4
		<i>φ</i> = 27,0
С у м м а	98,18	

По материалам В. С. Трофимова.
Аналитик Н. Е. Егорова.

Жильный комплекс Гарлыкского массива представлен гранит-порфирами, пегматитами и кварцевыми жилами. Характерно, что гранит-порфиры прорывают оспинские серпентиниты и метаморфизуют их до степени тальково-карбонатных пород. Местами на контакте с гранит-порфирами в серпентинитах отмечен нефрит.

Известняки, вмещающие Гарлыкский массив, на контакте с гранитами интенсивно окварцованы и сульфидизированы.

Урта-Гольский массив находится в бассейне правого притока Китоя — р. Урта-Гола. Еще в 1873 г. этот массив был отмечен И. Д. Черским, позднее подробно описан С. В. Обручевым и М. Л. Лурье. Массив сложен серыми биотитовыми плагиогранитами,

не содержащими микроклина и переходящими на периферии в гранодиориты. Характерно, что плагиоклаз в гранитах нацело альбитизирован.

Верхне-Онотский массив расположен на левобережье р. Онота. По А. Н. Артемьеву, формирование его протекало в несколько приемов. Наиболее ранними породами являются диориты и кварцевые диориты; они прорваны серыми среднезернистыми биотитовыми гранитами; в завершающую фазу внедрились серые мелкозернистые биотитовые граниты.

Диориты и кварцевые диориты слагают в массиве небольшие ксенолиты среди гранитов. Это серые и темно-серые массивные мелкозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Среди них выделяются роговообманково-биотитовые и биотитово-роговообманковые разновидности, содержащие плагиоклаз № 30 (40—60%), роговую обманку (15—35%), биотит (17—20%), кварц (5%); вторичные представлены эпидотом, хлоритом и серицитом; акцессорные — апатитом, цирконом, сфеном и рудным.

В порфириовидных разновидностях диоритов вкрапленники образованы зональным плагиоклазом.

Основную часть массива слагают среднезернистые биотитовые граниты. По характеру полевых шпатов среди них различаются плагиограниты, не содержащие микроклина, и граниты, в которых среднее содержание микроклина составляет 15—20%. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом и составляет обычно 40—45%. Содержание кварца не превышает 30—35%, биотита 8—10%. Акцессорные и вторичные минералы те же, что и в диоритах. Структура гранитов аллотриоморфнозернистая, местами катакластическая; текстура, как правило, массивная. В южной части массива отмечены разгнейсованные разновидности гранитов, характерной особенностью которых являются крупные зерна халцедоновидного голубого кварца. По периферии массива имеют место постепенные переходы массивных среднезернистых биотитовых гранитов в лейкократовые мелкозернистые разновидности, содержащие небольшие, но резко обособленные порфириовые выделения голубого кварца и мелкие чешуйки мусковита.

Серые мелкозернистые биотитовые граниты слагают среди среднезернистых гранитов отдельные небольшие штоки с отчетливыми секущими контактами. В отличие от среднезернистых гранитов они характеризуются постоянным присутствием микроклина (не менее 20—25%), полным отсутствием сфена и слабым развитием вторичных минералов.

В массиве залегают многочисленные пегматитовые и кварцевые жилы. На контакте с гранитами сланцы окинской свиты интенсивно ороговикованы.

Даялыкский массив расположен в среднем течении р. Даялыка, протягиваясь к западу до бассейна р. Хончена. И. А. Кобеляцкий (1947а) сопоставил гранитоиды этого массива со «слюдоносными гранитами» Бирюсино-Гутарского района, которые в настоящее время достаточно обоснованно относятся к саянскому интрузивному комплексу. Позже массив изучался В. Ф. Духовниковым.

Вмещающими массив породами являются разнообразные архейские, нижне- и верхнепротерозойские слоисто-кристаллические образования до сланцев окинской свиты включительно.

Граниты серые, массивного или гнейсовидного сложения, крупно-, средне- и мелкозернистые, аплитовидные, часто порфириовидные. Мелкозернистые и аплитовидные граниты слагают краевые части массивов или залегают в виде жил.

Среди гранитов выделяются биотитовые и реже биотитово-амфиболовые разновидности. Главными минералами являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка, эпидот и бесцветная слюда. Акцессорные представлены ортитом, сфеном, апатитом, цирконом, магнетитом, изредка встречаются турмалин, гранат и пирит. Вторичные изменения гранитов выразились в хлоритизации биотита, в пелитизации, эпидотизации и серицитизации плагиоклаза с выделением вторичного кальцита. С гранитоидами Даялыкского массива генетически связаны пегматитовые и кварцевые жилы.

Во вмещающих известняках контактовый метаморфизм гранитов привел к образованию крупных кристаллов диопсида, скаполита и тремолита, а также к повсеместному окварцеванию. Сланцы и гнейсы на контакте с гранитами ороговикованы. Отмечены, в частности, биотитово-амфиболово-кварцевый, корундово-биотитово-полевошпатовый, и актинолитово-диопсидовый контактные роговики (Кобеляцкий, 1947 а).

Зун-Холбинский массив находится в верховьях р. Зун-Холбо (правый приток р. Урика). В 1951 г. массив посещался А. С. Ивановым, затем детально изучался О. Ф. Горнаковым, Л. И. Старчаком, А. П. Рихвановым. Массив сложен преимущественно роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами и кварцевыми диоритами.

Граниты представляют собой зеленовато-серые среднезернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки и редко микроклина. Плагиоклаз интенсивно эпидотизирован и серицитизирован, что придает ему зеленоватый цвет. Биотит хлоритизирован. Кварцевые диориты слагают краевые части массива и связаны с гранитами постепенными переходами. Они обладают, как и граниты, серым и зеленовато-серым цветом, среднезернисты. Иногда среди них встречаются порфирированные разновидности, которые характеризуются гипидиоморфнозернистой, иногда призматически-зернистой структурой. В их состав входят цоизитизированный, серицитизированный и эпидотизированный плагиоклаз (50—60%), кварц (10%), хлоритизированный биотит (5—10%), амфибол (до 35%), редко мусковит и микроклин. Акцессорные представлены апатитом, сфеном, рутилом, магнетитом и цирконом. В зависимости от содержания цветных минералов среди кварцевых диоритов выделяются биотитовые и амфиболово-биотитовые разновидности.

Гранитоиды Зун-Холбинского массива залегают среди оспинко-самаринских гранитов, отчетливо прорывая их.

Гарганский массив расположен в бассейне р. Гаргана-Окинского и приурочен к стыку Гарганской глыбы архея с протерозойским Окинским синклином. В разные годы этот массив изучался И. А. Кобеляцким, С. В. Обручевым, Н. И. Фоминым, Ф. К. Волколаковым, А. П. Рихвановым и др. Детальное исследование массива Н. А. Авдонцевым позволило выделить в его составе разноезернистые роговообманковые диориты, крупнозернистые биотитово-роговообманковые кварцевые диориты, мелко-среднезернистые биотитовые и биотитово-роговообманковые плагиограниты и крупнозернистые лейкократовые граниты, а также показать, что все эти разновидности связаны между собой постепенными переходами (кроме лейкократовых гранитов, которые образуют небольшой шток в юго-восточной части массива).

Роговообманковые диориты — массивные зеленовато-серые породы — встречаются в краевых частях массива. Структура гипидиоморфнозернистая, реже порфирированная. Минеральный состав их следующий: андезин № 46 (44—48%), обыкновенная роговая обманка

(34—40%), биотит (до 11%), кварц (до 7%); вторичными являются эпидот, хлорит, серицит, карбонат, пренит и рудный минерал. Акцессорными — апатит, циркон, пирит и магнетит. Встречаются и более основные разновидности — до габбро-норитов.

Химический состав диоритов приведен в табл. 6.

Таблица 6
Химический состав роговообманковых диоритов саянского интрузивного комплекса

Компоненты	Весовые %	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому
SiO ₂	48,64	$s = 58,0$
TiO ₂	0,96	$a = 6,35$
Al ₂ O ₃	15,58	$c = 7,6$
Fe ₂ O ₃	4,43	$b = 28,1$
FeO	9,07	$Q = 4,4$
MnO	0,14	$a:c = 0,8$
MgO	6,67	$c' = 12,7$
CaO	8,88	$m' = 41,4$
Na ₂ O	2,18	$f' = 45,9$
K ₂ O	0,91	$n = 77,7$
П.п.п	1,80	$t = 1,4$
H ₂ O	0,14	$\varphi = 14,0$
Сумма	99,40	

По материалам Н. А. Авдонцева.

Крупнозернистые биотитово-роговообманковые кварцевые диориты слагают в массиве переходную зону от диоритов к плагиогранитам. Они имеют светло-серый цвет и массивное сложение. В отличие от диоритов в их составе много кварца (до 28%), имеется биотит.

Биотитовые и биотитово-роговообманковые плагиограниты слагают центральную и северо-восточную части массива. Текстура их массивная, структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав следующий: альбит № 4—7 (54—58%), кварц (до 31%), биотит (до 8%), роговая обманка; вторичными являются хлорит, эпидот, серицит, мусковит и карбонат; акцессорными — пирит, магнетит, циркон и ортит;

Химический состав плагиогранитов приведен в табл. 7.

От плагиогранитов лейкократовые граниты отличаются присутствием ортоклаза и ничтожным содержанием биотита. Их жильные производные представлены мелкозернистым биотитовым гранитом, гранит-аплитом и кварцем.

На контакте с гранитоидами известняки окварцованы и скарнированы, сланцы и гнейсы ороговикованы. Со скарнами и кварцевыми жилами связаны рудопроявления молибдена.

Гранитоиды Гарганского массива встречены в гальке конгломератов сархойской свиты нижнего кембрия, но здесь они явственно прорывают верхнепротерозойскую монгошинскую свиту.

К саянскому интрузивному комплексу условно отнесен шток гранит-порфиров, расположенный южнее Гарганского массива на левобережье р. Оки. В бассейне р. Монгоши, близ этого штока, в базальных конгломератах сархойской свиты нижнего кембрия обнаружена галька гранит-порфиров.

Таблица 7

Химический состав биотитовых и биотитово-роговообманковых плагиогранитов саянского интрузивного комплекса

Компоненты	Весовые %	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому
SiO ₂	66,22	$s = 76,2$
TiO ₂	0,30	$a = 9,6$
Al ₂ O ₃	15,12	$c = 4,4$
Fe ₂ O ₃	3,16	$b = 9,8$
FeO	2,88	$Q = 28,8$
MnO	0,03	$a:c = 2,2$
MgO	1,41	$a' = 20,0$
CaO	3,60	$m' = 24,0$
Na ₂ O	1,58	$f' = 56,0$
K ₂ O	4,14	$n = 36,3$
П.п.п.	1,80	$t = 0,4$
H ₂ O	0,14	$\varphi = 27,2$
С у м м а	100,32	

По материалам Н. А. Авдонцева.

Гранит-порфиры обладают розовой или зеленовато-серой окраской, массивным строением и полнокристаллической порфировой структурой. Структура основной массы микрогранитовая и фельзитовая. В виде порфировых вкрапленников выделяются правильные идиоморфные кристаллы плагиоклаза, зерна кварца с оплавленными контурами, микроклин и реже биотит. Основная масса состоит из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и незначительного количества чешуек серицита и хлорита; аксессуарные представлены апатитом и сфеном. Гранит-порфиры часто окварцованы, местами рассланцованы.

Средне-Окинская группа массивов представлена выходами гранитоидов на правобережье р. Сороки и в устье р. Джон-Балыка. Особенно широко эти гранитоиды распространены в зоне Большого Саянского разлома, в бассейнах рек Хойто-Оки и Урда-Оки, где они изучались Ф. К. Волколаковым и П. В. Дубиним. Отчетливо выделяются три петрографических типа пород: 1) диориты и кварцевые диориты; 2) плагиоклазовые граниты; 3) микроклиновые граниты.

Диориты и кварцевые диориты залегают в виде ксенолитов среди гранитов или слагают периферические части гранитных массивов. Они совершенно аналогичны породам, описанным в Гарганском массиве.

Плагиоклазовые граниты характеризуются серой окраской и равномерно-мелкозернистым, реже порфировидным строением. Структура гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая. Минеральный состав следующий: кварц, сильно альбитизированный плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин), биотит, редко роговая обманка; циркон, сфен, рутил и рудный; вторичными являются серицит, карбонат, гидрослюда, мусковит и минералы цоизит-эпидотовой группы; аксессуарными — апатит, циркон, сфен, рутил и рудный. По периферии массивов плагиоклазовые граниты разгнейсованы.

Микроклиновые граниты слагают небольшие штоки и дайки среди серых плагиогранитов. Наиболее характерные черты этих гранитов следующие: розовая окраска и нередко встречающаяся пегматоидная (чаще аллотриоморфнозернистая и порфировидная) структура. Основ-

ными пороодообразующими минералами являются: микроклин (45%), кварц (25%), плагиоклаз (20%) и биотит, иногда мусковит; вторичными — хлорит, серицит, эпидот, клиноцоизит. В розовых гранитах вторичных минералов меньше, чем в серых; аксессуарных в тех и других гранитах одинаковое количество.

С гранитоидами Средне-Окинской группы связаны пегматитовые и кварцевые жилы: последние несут молибденовое оруденение. На контактах с гранитоидами вмещающие породы скарнированы и ороговикованы.

Хамар-Дабанская группа массивов объединяет массивы и штоки гранитоидов в Тункинской антиклинальной зоне архея, на северном склоне хребта Хамар-Дабан и на Ниловской межвпадинной перемычке. Наиболее крупные массивы находятся в бассейнах рек Зун-Мурина, Туранки и Малого Зангисана (правые притоки р. Иркуты). Изучением протерозойских гранитоидов хребта Хамар-Дабан занимались П. И. Налетов, П. Е. Луененко, В. Ф. Донцов, С. В. Обручев и М. Л. Лурье.

Эти гранитоиды характеризуются серой окраской, средне- и мелкозернистым, иногда порфировидным строением. С гранитами постепенными переходами связаны гранодиориты и кварцевые диориты. Жильные дериваты представлены пегматитами, аплитами и кварцевыми жилами.

По минеральному составу граниты разделяются на биотитовые, двуслюдяные и роговообманковые; преобладают двуслюдяные. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, бластогранитная. Гнейсовидные разновидности обычно приурочены к периферии массивов.

Минеральный состав следующий: калиевый полевой шпат (микроклин), плагиоклаз (№ 6—20), кварц, биотит или мусковит и реже амфибол. Вторичными являются: серицит, пелит, реже карбонат (по плагиоклазу), аксессуарными — апатит, циркон, сфен, рудный и ортит. Биотит замещается хлоритом, эпидотом и карбонатом. Количественные соотношения между отдельными минералами весьма различны, но содержание биотита и мусковита обычно не превышает 5% (иногда доли процента). Химический состав гранитов приведен в табл. 8.

Таблица 8

Химический состав гранитов саянского (?) комплекса

Компоненты	Весовые %	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому
SiO ₂	72,36	$s = 79,4$
TiO ₂	0,27	$a = 11,1$
Al ₂ O ₃	15,32	$c = 1,7$
Fe ₂ O ₃	0,94	$b = 7,8$
FeO	1,34	$Q = 34,9$
MnO	0,04	$a:c = 6,5$
MgO	0,40	$a' = 66,4$
CaO	1,46	$m' = 8,4$
Na ₂ O	3,04	$f' = 25,2$
K ₂ O	3,38	$n = 58,0$
P ₂ O ₅	0,11	$t = 0,2$
		$\varphi = 10,0$
Сумма	98,66	

По материалам Пугач.

Гранодиориты и кварцевые диориты, связанные постепенными переходами с гранитами, слагают краевые части массивов. Они отличаются от гранитов меньшим содержанием (иногда полным отсутствием) микроклина и повышенным содержанием амфибола, сфена и рудного минерала. В кварцевых диоритах плагиоклаз представлен зональным андезином.

Контактные воздействия гранитоидов на вмещающие гнейсы выразились в их мигматизации или окварцевании, в развитии метасоматического микроклина, кордиерита и силлиманита. В мраморах на контакте с гранитоидами образуется мусковит. Ширина контактовых ореолов вокруг массивов 1000 м.

Мунку-сардыкский интрузивный комплекс. Гранитоиды этого комплекса слагают крупный сложнодифференцированный плутон, в состав которого входит большая часть хребтов Мунку-Сардык и Монго. Общая длина плутона более 110 км, ширина 8—12 км. В виде отдельных массивов плутон протягивается вдоль южного склона Тункинских гольцов на восток до меридиана курорта Аршан. На западе, в бассейне р. Хорё, он проникает в Буту-Гольскую глыбу архея, а отдельные его штоки обнаруживаются вдоль стыка этой глыбы с Окинским синклинорием; восточнее он косо пересекает Ильчирский синклинорий, протягиваясь по северному крылу Тункинской антиклинальной зоны в пределах Хонголдойской глыбы архея. Далее к востоку отдельные массивы тех же гранитоидов появляются в Шумацкой глыбе и на стыке Ильчирского синклинория с Главной антиклинальной зоной Восточного Саяна. Таким образом, мунку-сардыкские гранитоиды прорывают различные докембрийские образования: от шарыжалгайской серии архея до окинской свиты верхнего протерозоя. В бассейне р. Малого Буту-Гола на этих гранитоидах лежат базальные конгломераты нижнего кембрия, содержащие их гальку.

Наиболее полно изучена западная часть плутона — от верховьев р. Хорё до пос. Хара-Дабан. Формирование плутона протекало в три фазы, которым соответствуют: 1) кварцевые диориты, 2) существенно плагиоклазовые граниты и гранодиориты и 3) существенно микроклиновые граниты, граносиениты и сиениты.

Кварцевые диориты — наиболее ранние дифференциаты гранитной магмы — слагают небольшие ксенолиты среди гранитов. Это средне- и мелкозернистые породы темно-серого и зеленовато-серого цвета. Их структура гипидиоморфнозернистая или бластогипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Минеральный состав следующий: роговая обманка, плагиоклаз, кварц, небольшое количество рудного минерала; из аксессуарных присутствуют апатит, сфен, ортит.

В русле второго снизу правого притока р. Ара-Саган-Шулуты виден постепенный переход диоритов в массивное среднезернистое габбро, состоящее из роговой обманки, плагиоклаза, апатита и вторичных — биотита, карбонатов и серицита. Эти породы содержат гнездообразные участки крупнозернистого габбро-пегматита.

Серые существенно плагиоклазовые биотитовые граниты и гранодиориты слагают громадные массивы, вытянутые в широтном направлении от верховьев р. Хорё до восточных отрогов хребта Монго. Они имеют округлую и удлиненную форму с извилистыми контурами и крутые подземные склоны, соответствующие крутым падениям вмещающих пород. По отношению к складчатым структурам последних гранитные массивы дисгармоничны и могут быть отнесены к посторогенным.

Среди гранитов ясно различаются две текстурные разновидности: массивная и гнейсовидная. Ко второй относятся также граниты с первичнополосчатой текстурой. Преобладают массивные граниты. Гнейсо-

видность, особенно заметная на краях массивов, совершенно параллельна контактными поверхностями и, следовательно, отношение внутренней тектоники к контактам согласное (конформное). Первичная полосчатость (чередование темных, богатых биотитом, и светлых полос) повсюду имеет вертикальное или очень крутое падение, указывающее на глубокий эрозионный срез плутонов. Наличие первичных анизотропных текстур свидетельствует о подвижности магмы в ходе ее кристаллизации, что подтверждается и закономерной ориентировкой ксенолитов. В этом отношении массивы серых биотитовых гранитов являются первичнопаракристаллическими¹.

Серые биотитовые граниты разделяются на крупно-, средне- и мелкозернистые до аплитовидных. Последние обычно приурочены к периферии массивов, их переход в среднезернистые граниты постепенный. В других случаях мелкозернистые граниты отчетливо пересекают среднезернистые, образуя в них жилы и дайки. К эндоконтакту приурочены порфириовидные разновидности гранитов. Описываемые граниты имеют аллотриоморфнозернистую структуру и состоят из кварца, серицитизированного и эпидотизированного плагиоклаза (олигоклаза, олигоклаз-андезина), микроклина и биотита. Иногда микроклин совершенно отсутствует и порода переходит в плагиогранит, а с уменьшением количества кварца — в гранодиорит. При резком обеднении биотитом порода становится лейкократовой. Биотит хлоритизирован, реже мусковитизирован. Акцессорные минералы в гранитах представлены апатитом, сфеном, цирконом, рутилом и ортитом.

Гранодиориты пространственно и генетически всегда связаны с серыми существенно плагиоклазовыми гранитами и залегают в основном по периферии плутонов.

Наряду с плагиогранитами в краевых частях массивов серых гранитов часто встречаются порфириовидные разновидности, как правило, с гнейсовидной текстурой и бластической и коррозионной структурой. Порфириовидные выделения представлены в них розовым микроклином и имеют характер порфиробластов.

Розовые существенно микроклиновые биотитовые граниты слагают небольшие массивы неправильной формы, дайки и жилы. Пространственно они почти всегда связаны с серыми гранитами и отчетливо их прорывают. В структурном отношении розовые граниты приурочены к зонам разломов и трещинам в серых гранитах или находятся в непосредственной близости от них.

Первичная текстура этих пород массивная, но на нее часто наложена вторичная сланцеватая текстура. Среди розовых гранитов различаются средне-, мелкозернистые и аплитовидные разновидности. Структура их аллотриоморфнозернистая с участками пегматоидной, порфириовидной или протокристаллической. Главными породообразующими минералами являются микроклин (40%), плагиоклаз (20—30%), кварц (20%) и биотит (до 10%, в аплитовидных и аляскитовых разновидностях отсутствует). Количество кварца весьма непостоянно и местами понижается до 5—10%. Среди розовых гранитов хребта Монга В. Н. Лодочниковым (1941в) были отмечены сиениты, содержащие кварц (0,7%) и биотит (4%). Вторичных минералов — хлорита, серицита, эпидота, клиноцоизита — в розовых гранитах значительно меньше, чем в серых. Из акцессорных присутствуют апатит, сфен, ортит и циркон.

Аплиты образуют среди гранитов самостоятельные жилы, а также слагают аплитовые оторочки пегматитовых тел. По составу аплиты

¹ Термин, рекомендованный Н. А. Елисеевым в 1953 г. для интрузий, в которых движение магмы и ее кристаллизация совершаются одновременно.

делятся на плагиоклазовые и микроклиновые, по-видимому генетически связанные с соответствующими им по характеру полевых шпатов гранитами. Встречаются сиенитовые разновидности розовых аплитов. Все они обладают аплитовой структурой. Из акцессорных минералов в них содержатся сфен, ортит, непрозрачный рудный минерал. Иногда в аплитах встречаются гранат, турмалин, реже молибденит. Как и аплиты, пегматиты делятся на плагиоклазовые и микроклиновые, обладающие соответственно светло-серым и розовым цветом. Те и другие образуют гнезда и жилы; мощность жил достигает 3—5 м. Главными минералами в пегматитах являются кварц, плагиоклаз (олигоклаз) и микроклин. Нередко присутствуют альбит, метасоматически замещенный микроклин, мусковит, биотит, гранат, турмалин, магнетит и молибденит. Акцессорные — апатит, сфен, циркон и ортит. По-видимому, с пегматитами связаны тантал-ниобиевые минералы, обнаруженные в шлиховых пробах по р. Саган-Шулуте.

Кварцевые жилы в самих гранитах редки, но, располагаясь во вмещающих породах, они тяготеют к контакту с гранитами. Жилы маломощны и не выдержаны по простиранию. Из рудных минералов содержат пирит, халькопирит, галенит, кокинерит, сфалерит, висмутый минерал и молибденит.

По данным работ последних лет, формирование пород, составляющих мунку-сардыкский интрузивный комплекс, проходило в следующие фазы:

Первая фаза — возникновение наиболее ранних кварцевых диоритов, слагающих ксенолиты среди гранитов.

Вторая фаза — образование серых средне- и мелкозернистых плагиоклазовых гранитов, иногда переходящих в гранодиориты (по-видимому, за счет ассимиляции вмещающих пород). Обычно мелкозернистые граниты связаны со среднезернистыми постепенными переходами, но иногда последние пересекаются дайками и жилками мелкозернистых и аплитовидных плагиоклазовых гранитов. В свою очередь мелкозернистые плагиоклазовые граниты пересекаются жилами светло-серых аплитов и пегматитов; все существенно плагиоклазовые разновидности возникли во вторую фазу интрузии.

Третья фаза — проникновение магмы, богатой калием и относительно бедной кальцием и железом, в уже раскристаллизованную интрузию, сложенную существенно плагиоклазовыми гранитами. При этом возникали микроклиновые граниты аляскитового типа, граносиениты и сиениты. Розовые микроклиновые средне- и мелкозернистые граниты внедрились во все разновидности серых гранитов. Наряду с постепенными переходами внутри группы микроклиновых гранитов можно наблюдать, как жилы и дайки мелкозернистых и аплитовидных микроклиновых гранитов секут среднезернистые граниты того же состава.

Четвертая фаза — образование розовых пегматитов. Они возникли последними, так как внедрены во все другие разновидности гранитов, а иногда постепенно переходят в аплиты.

Химический состав гранитоидов мунку-сардыкского комплекса приведен в табл. 9.

По данным В. Н. Лодочникова (1941в), наиболее кислые дифференциаты описываемой интрузии — микроклиновые граниты и сиенит-граниты — содержат в незначительном количестве бор, редкие земли, литий и олово. Наличие бора и редких земель объясняется присутствием турмалина, ортита, монацита. Минералов, содержащих литий и олово, не обнаружено. По-видимому, эти элементы находятся в химически связанном состоянии в биотите и микроклине. Н. Ф. Логинов считает, что отсутствие в бассейне р. Иркута концентраций олова

Химический состав гранитоидов мунку-сардыкского интрузивного комплекса

Компоненты	Микроклиновый гранит	Гранодиорит	Кварцевый диорит	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому			
				Коэффициенты	Микроклиновый гранит	Гранодиорит	Кварцевый диорит
SiO ₂	73,01	69,17	62,48	<i>s</i>	80,5	75,8	72,2
TiO ₂	0,19	0,02	0,83	<i>a</i>	15,0	10,7	11,4
Al ₂ O ₃	14,03	15,16	15,85	<i>b</i>	0,9	3,5	5,0
Fe ₂ O ₃	0,57	1,98	0,92	<i>b</i>	3,6	10,0	11,4
FeO	1,68	2,53	4,76	<i>Q</i>	30,1	26,7	16,6
MnO	0,03	—	0,06	<i>a:c</i>	17,0	3,0	2,3
MgO	0,18	0,72	2,70	<i>a'</i>	40,0	50,0	—
CaO	0,76	3,06	5,19	<i>m'</i>	7,0	11,2	40,5
Na ₂ O	2,48	3,45	3,30	<i>f'</i>	53,0	38,8	47,1
K ₂ O	7,03	2,46	2,81	<i>n</i>	35,0	70,0	63,0
P ₂ O ₅	0,04	—	0,37	<i>t</i>	0,25	0	0,9
				<i>φ</i>	12,7	15,8	7,5
				<i>c'</i>	—	—	12,4
Сумма	100,00	98,55	99,27				

По материалам В. П. Арсентьева.

было обусловлено недостатком в гранитной магме таких минерализаторов, как хлор и фтор.

На контакте с гранитоидами мунку-сардыкского интрузивного комплекса карбонатные и силикатные породы повсеместно метаморфизованы, ширина контактовых ореолов часто превышает 1 км. В порядке возрастания степени метаморфизма внутри этих ореолов распространены следующие породы: 1) кварцево-биотитовые и биотитово-кварцевые сланцы; 2) эпидотово-актинолитовые сланцы; 3) эпидотово-плаггиоклазово-роговообманковые сланцы; 4) гранатово-плаггиоклазово-биотитовые сланцы, переходные к гнейсам; 5) биотитово-плаггиоклазовые гнейсы и мигматиты; 6) амфиболиты.

В высокотемпературных архейских гнейсах и амфиболитах и протерозойских габбро и диоритах контактовый метаморфизм выражен гораздо слабее и ограничивается биотитизацией роговой обманки.

В силикатных породах на контакте с гранитоидами мунку-сардыкского комплекса широко развиты процессы калиевого и натрового метасоматоза и окварцевание. Калиевый метасоматоз выразился в образовании вторичного калиевого полевого шпата и мусковитизации биотита; натровый метасоматоз привел к альбитизации пород. Процессы окварцевания широко захватили зону экзоконтакта гранитных массивов, где кварцевые жилы и прожилки различной мощности образовали согласные со сланцеватостью полосы и обусловили мигматитообразное сложение вмещающих пород. С кварцевым типом метасоматоза связано рудообразование молибденита, галенита, висмутина, сфалерита.

Контактовый метаморфизм известняков привел к их повсеместной перекристаллизации, а местами также к сильному окварцеванию, мусковитизации и скарнированию. В одном случае в протерозойских известняках по р. Бажиру отмечены оливин и хондродит.

Особо следует остановиться на скарнообразовании, так как степень скарнирования известняков вдоль контакта с гранитами весьма

неодинакова. Скарны широко развиты только вдоль южного контакта гранитного массива — в бассейне р. Черного Иркута (ниже устья р. Бажира), по р. Ара-Саган-Шулуте и на водоразделе ее с р. Тумеликом, а также в верховьях рек Белого Иркута, Саде, Обоо-Гола. Как правило, скарновые тела в известняках имеют линзовидную форму и залегают согласно со сланцеватостью и плитчатостью известняков, а также вдоль тектонических смещений. При метасоматическом замещении кальцита образовались диопсид, кварц, тремолит и другие минералы. Текстура скарнов массивная, иногда полосчатая, структура гетерогранобластовая, местами нематобластовая. Кроме указанных минералов, в скарнах присутствуют гранат, эпидот-клиноцоизит, хлорит, серицит, тальк и акцессорные — сфен, апатит, ортит, т. е. те же минералы, что и в гранитах, а также молибденит, галенит; сфалерит и кокинерит.

Вопрос о возрасте гранитоидов мунку-сардыкского интрузивного комплекса долгое время оставался дискуссионным. М. Л. Лурье, С. В. Обручев (1952б), Д. В. Титов и др., сопоставляя эти породы с гранитоидами Тувы и юго-западной части Восточного Саяна, относят их к каледонскому магматическому циклу. Некоторые исследователи пытались разделить эти гранитоиды на две разновозрастные интрузии.

В приустьевой части р. Малого Буту-Гола среди небольшого массива розовых микроклиновых гранитов мунку-сардыкского типа В. П. Арсентьев исследовал узкий клинообразный грабен с нижнекембрийскими песчаниками и конгломератами сархойской свиты. Здесь в конгломератах найдены гальки микроклиновых гранитов, которые как по внешнему виду, так и под микроскопом хорошо сопоставляются с гранитами окружающего массива. Другие докембрийские микроклино-содержащие породы, кроме гранитов указанного массива, вблизи нижнепалеозойского грабена отсутствуют, а слабая окатанность гранитных галек в конгломератах и обломков микроклина в песчаниках указывает на их недалекий перенос. Эти факты убедительно показывают, что формирование гранитного массива закончилось в докембрии. К началу нижнекембрийской трансгрессии он размывался¹.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Почти все известные в Южном Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье протерозойские магматические породы развиты на площади, сложенной метаморфизованными отложениями архея и протерозоя. Архей, занимающий значительные пространства в Хамар-Дабане, представлен преимущественно гнейсами, частично мраморами, кварцитами и другими породами. Выделенный на сравнительно небольшой площади нижний протерозой (западная часть хребта Хамар-Дабан, Заганский хребет) и более широко распространенный протерозой (Хамар-Дабан, бассейн р. Джиды и др.), включающий главным образом битуджидинскую свиту, состоят из мраморизованных в разной степени известняков, кварцитов, гнейсов и разнообразных сланцев.

К самым распространенным протерозойским породам принадлежат зеленые (серицитовые, хлоритовые, биотитово-хлоритовые и пр.) сланцы, преобладающие в битуджидинской свите. В 1944 г.

¹ Данные, приводимые некоторыми исследователями в пользу протерозойского возраста массива гранитоидов в устье Малого Буту-Гола, достойны внимания, но еще не подтверждены наблюдениями по другим массивам мунку-сардыкского комплекса. Поэтому мнение С. В. Обручева, М. Л. Лурье и др. о каледонском возрасте этих гранитоидов нельзя считать опровергнутым. — *Прим. ред.*

М. Л. Лурье, позже и другие исследователи высказали предположение, что зеленые сланцы образовались в значительной мере за счет метаморфизма эффузивов. Известно, что в Восточном Саяне и на северо-востоке Байкальской горной области, где эффузивы в разрезе протерозоя играют существенную роль (Лурье и С. Обручев, 1950; Павловский, 1948а, 1956; Салоп, 1958в, 1960а и др.), эти явления имели место. Однако на описываемой территории заведомо эффузивных пород среди протерозойских зеленых сланцев пока не обнаружено.

Согласно исследованиям П. И. Налетова и К. А. Шалаева (1941), Н. И. Фомина, Е. Н. Смолянского и др., зеленые сланцы битуджинской свиты представляют собой метаморфизованные глинистые, карбонатно-глинистые и песчано-глинистые осадки. К метаморфизованным эффузивам в толще протерозоя, возможно, принадлежат некоторые разновидности амфиболитов, встречающиеся местами среди гнейсов (Заганский хребет, Хамар-Дабан).

Недостаточная геологическая изученность Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья обусловила различные представления о стратиграфии развитого здесь протерозоя, границы которого ни с археем, ни с нижним палеозоем не установлены вполне достоверно. Таким образом, при выделении и расчленении протерозойских интрузивных образований возникают трудности из-за сходства их с палеозойскими и мезозойскими интрузивными породами, которые местами залегают в аналогичных условиях (толщах, структурах).

О наличии на рассматриваемой площади протерозойских интрузий можно судить по ряду косвенных признаков, в частности по положению их между областями (Восточным Саяном и восточной частью Байкальской горной области), в которых интрузивная деятельность в протерозое была весьма активной (Павловский, 1948а, 1956; Арсеньев и Нечаева, 1953; Шахварстова, 1954; Салоп, 1958в, 1960а; Калинина и Малых, 1959; Лурье, Обручев, 1950; Агентов и др., 1956). Об этом свидетельствуют также контактовые взаимоотношения между протерозойскими и прочими интрузивными образованиями, контактовые взаимоотношения тех и других с разновозрастными стратифицированными отложениями, присутствие гальки разнообразных докембрийских (в том числе протерозойских) интрузивных пород, главным образом гранитоидов, в конгломератах кембрия в бассейне р. Джиды (Налетов, 1936; Лурье, Обручев, 1952б; Смолянский, 1958; Михно и др.). Кроме того, среди интрузивных пород, относимых к протерозою, присутствуют разновидности, которые распространены на площади, сложной битуджинской свитой, но не встречаются, по данным Е. Н. Смолянского (1961), на площади, занятой кембрием.

На территории Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья выделены как нижнепротерозойские, так и верхнепротерозойские интрузивные образования. До настоящего времени большинство исследователей на этой территории и в Восточном Саяне не находило признаков присутствия нижнепротерозойских интрузий, Н. А. Флоренсов (1954а, 1960а), например, видел в этом лишь следствие слабой геологической изученности описываемой площади. Известно, что разнообразные нижнепротерозойские интрузивные породы довольно широко распространены северо-восточнее в смежных районах (Павловский, 1948а; Салоп, 1960а; Калинина и др., 1959; Михно, 1960а). В последнее время появились данные, указывающие на наличие нижнепротерозойских интрузивных проявлений в Восточном Саяне (Глоба, 1958).

К нижнему протерозою Н. П. Михно условно отнес отдельные гранитоидные массивы в Хамар-Дабане. Главными разновидностями гранитоидов в этих массивах являются лейкократовые, биотитовые, а ино-

гда двуслюдяные граниты. Обычно граниты сильно гнейсированы и катаклазированы. Они имеют некоторое сходство с нижнепротерозойскими гранитами Средне-Витимской горной страны и других частей Байкальской горной области (Михно, 1960а).

В долине Улейгчин, в бассейне Джиды, по данным Е. Н. Смолянского, подобные биотитовые и двуслюдяные гнейсированные граниты встречаются в ксенолитах, погруженных в палеозойские гранитоиды. Он считает вероятной принадлежность к нижнему протерозою также некоторых разновидностей сильно измененных пироксенитов и габбро, встреченных им, в частности, в верхнем течении р. Хамнея (приток Джиды). Пироксениты и габбро, залегающие здесь среди протерозойских гнейсов битуджидинской свиты, представляют собой темноокрашенные (темно-серые до почти черных с зеленоватым оттенком) породы, обладающие крупно- и среднезернистой и порфиroidной структурами. Они гнейсированы и подверглись интенсивной амфиболитизации. Главной составной частью измененных пироксенитов является роговая обманка; пироксен сохранился в небольших количествах в виде реликтов внутри отдельных кристаллов роговой обманки. В габбро, кроме роговой обманки, присутствует основной плагиоклаз. Все эти породы характеризуются повышенной титаноносностью. Они довольно постоянно и обильно насыщены титанитом, содержание которого местами достигает 5—7%. Результатом воздействия на пироксениты и габбро более молодых (в том числе, по-видимому, и протерозойских) гранитоидных интрузий явилась кое-где наблюдающаяся их мигматизация.

Верхнепротерозойские интрузивные образования в пределах Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья распространены довольно широко. По мере накопления новых данных выявляется большое разнообразие этих образований и весьма сложная история их формирования, что типично для верхнепротерозойских кислых интрузий Саяно-Байкальского нагорья (Салоп, 1960а; Арсентьев и др., 1959).

Д. Жалсабон считает возможным выделить на описываемой территории следующие три верхнепротерозойских интрузивных комплекса: 1) габброидный, основной; 2) хамардабанский гранитоидный; 3) заганский гранитоидный. Тектонические условия формирования каждого интрузивного комплекса, по данным Д. Жалсабона, характеризовались своими особенностями и металлогеническими признаками.

Основные интрузивные породы верхнего протерозоя, объединенные в самостоятельный комплекс и представленные преимущественно габбро, габбро-диоритами и диоритами, распространены в верхнем течении р. Джиды и в Хамар-Дабане. Они слагают редкие небольшие штокообразные тела и дайки, залегающие среди метаморфических толщ докембрия, и образуют ксенолиты в верхнепротерозойских и палеозойских гранитоидах.

Большинство исследователей, занимавшихся изучением геологии Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья, признавали, что основные интрузивные породы древнее верхнепротерозойских гранитоидов (Н. И. Фомин, М. Л. Лурье, С. В. Обручев, Н. Б. Бардаханов и др.). Д. В. Ветров и другие исследователи относили их к первой фазе образования хамардабанского интрузивного комплекса. П. И. Налетов считал основные породы фациальной разновидностью, связанной с протерозойскими гранитами туранского комплекса. По мнению Д. Жалсабона, признаков для отнесения верхнепротерозойских габброидов к самостоятельному интрузивному комплексу вполне достаточно. Так, например, диориты, габбро-диориты и габбро секутся, имея резкие контакты, верхнепротерозойскими гранитоидами и часто встречаются среди них в виде ксенолитов. При этом в пространственном размещении ксеноли-

тов в гранитоидных телах никаких закономерностей не наблюдается. Габброиды в большинстве случаев образуют самостоятельные обособленные массивы. Среди габброидов на небольших участках встречаются разновидности, приближающиеся по составу к пироксенитам (габбропироксениты). По Е. Н. Смолянскому, с основной интрузией связаны жильные производные, в том числе габбро-порфириды, микрогаббродиориты и микродиориты.

Наличие среди габброидов разновидностей, близких к пироксенитам, по представлениям Д. Жалсабона, приближает их к дифференциатам гипербазитовой магмы. Повышенная же титаноносность всех пород этого комплекса, отмеченная многими геологами, согласно исследованиям Г. В. Пинуса (1957 и др.), по-видимому, противоречит такому заключению и скорее является признаком общности основных пород с базитовой магмой.

Все разновидности габброидов (габбро, габбро-диориты и диориты) обычно встречаются совместно и всегда связаны постепенными взаимными переходами.

Габбро представляют собой серовато-зеленые массивные обычно среднезернистые и порфириовидные породы. Минеральный состав их следующий: плагиоклаз-лабрадор № 54 (30—40%), гиперстен (25%), роговая обманка (15%), биотит (5%), вторичные — оливин, карбонат, актинолит, эпидот, хлорит, серицит; акцессорные — сфен, титаномagnetит, пирит. Микроструктура пород чаще габбровая, реже пойкилитовая.

Габбро-диориты в отличие от габбро имеют более светлую зеленовато-серую окраску и характеризуются повышенным содержанием амфибола и биотита и пониженным содержанием пироксена. Габбро-диориты состоят из плагиоклаза — андезина № 35 (35—40%), роговой обманки (более 20%), биотита (до 10%), пироксена (до 5%); вторичных — актинолита, карбоната, хлорита, серицита; акцессорных — апатита, сфена, титаномagnetита и пирита. Структура пород габбровая, местами переходная к гипидиоморфнозернистой.

В диоритах в отличие от габбро-диоритов присутствуют калиевые полевые шпаты и кварц, но отсутствует пироксен. Структура диоритов гипидиоморфнозернистая.

К верхнему протерозою габброиды отнесены в значительной мере условно. В бассейне р. Джиды и в хребте Хамар-Дабан они прорывают все метаморфические толщи докембрия, а сами прорваны верхнепротерозойскими гранитоидами хамардабанского и заганского интрузивных комплексов. По данным Д. В. Ветрова и Д. Жалсабона, такие взаимоотношения наблюдаются, например, в обнажении на правом берегу Селенги в 3 км ниже Улан-Удэ. Аналогичные взаимоотношения между условно верхнепротерозойскими основными породами и жильными дифференциатами, по-видимому, заганского интрузивного комплекса в верховье р. Хамнея (приток Джиды) изучал Е. Н. Смолянский (рис. 57). Габброиды предположительно верхнепротерозойские присутствуют в гальке фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия в бассейне Джиды, а также в гальке конгломератов условно нижнекембрийской татауровской свиты в восточной части Хамар-Дабана.

Аналогами рассматриваемых габброидов, видимо, являются верхнепротерозойские основные породы, распространенные северо-западные описываемой площади (Салоп, 1958в и др.; Калинина и др., 1959; И. М. Ширококов и др.), где они объединяются многими исследователями в икатский интрузивный комплекс.

В Южном Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье, возможно, имеются также дифференциаты габбро-диоритового ряда, связанные фациально с верхнепротерозойскими гранитоидами. Подобные породы

наряду с габброидами икатского интрузивного комплекса имеются и в других частях Байкальской горной области (Хренов, 1957 и др.). Не исключено, что именно такие образования наблюдал П. И. Налетов, пришедший к выводу о принадлежности всех основных пород верхнего протерозоя к фациям туранского гранитоидного комплекса.

Гранитоиды хамардабанского интрузивного комплекса многими описывались раньше под названием саянских. Они широко распространены в Хамар-Дабане, в бассейне р. Джиды и в Моностойском хребте. Слагают они тела различных размеров, наиболее крупные измеряются сотнями квадратных километров. По-видимому, многие интрузивы,

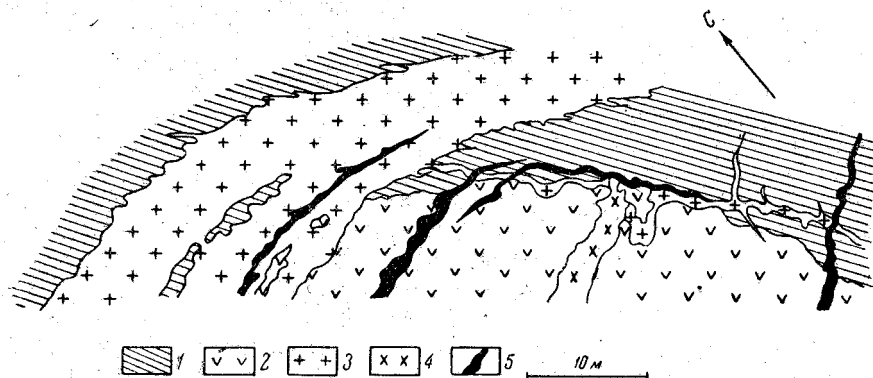


Рис. 57. Взаимоотношения между различными условно верхнепротерозойскими интрузивными породами в верховье р. Хамнея (приток р. Джиды)

1 — докембрийские биотитовые и гранатово-биотитовые гнейсы и сланцы; 2 — гнейсированные габбро-диориты и диориты; 3 — светло-серые биотитовые микрограниты; 4 — розовые лейкократовые граниты; 5 — пегматиты

выступающие на площади развития битуджидинской свиты, приурочены к ядрам антиклинальных складок.

Хамардабанский интрузивный комплекс характеризуется довольно пестрым составом, что обусловлено, с одной стороны, широкой дифференциацией магмы, а с другой — процессами ассимиляции вмещающих пород. В комплекс входят разнообразные по составу, структурам и текстурам диориты, сиенит-диориты, сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и граниты. В разных сочетаниях эти породы встречаются совместно в одних и тех же интрузивных телах и связаны между собой взаимопереходами. Количественные соотношения между перечисленными породами в разных интрузивах различны. В большинстве случаев преобладают граниты, однако в ряде массивов значительное место занимают и другие породы. В интрузивных телах обычно наблюдается зональное строение. Так, в Хамар-Дабане внутренняя часть многих интрузивов сложена главным образом лейкократовыми (с небольшим количеством биотита) гранитами; к периферии их приурочены граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты и гранодиориты, заметно обогащенные фемическими минералами (биотитом и роговой обманкой). В Моностойском хребте и на других участках внутренние части интрузивных тел сложены лейкократовыми гранитами и граносиенитами, а краевые — кварцевыми сиенитами, сиенитами, сиенит-диоритами и диоритами, характеризующимися повышенным, а иногда высоким содержанием цветных минералов (биотита, роговой обманки, в отдельных случаях пироксена). Во внутренних частях интрузивов гранитоиды обычно массивны, обладают крупно- и среднезернистой, часто порфировидной структурой. В краевых частях гранитоиды и фациально свя-

занные с ними породы в большинстве случаев сильно гнейсированы и часто переходят в мелкозернистые разновидности. Типичной чертой всех пород хамардабанского интрузивного комплекса является заметный общий катаклиз. В контактовых зонах вмещающих пород с хамардабанскими гранитоидами встречаются послонные инъекции, обилие которых приводит к появлению мигматитов. Контакты гранитоидов с вмещающими породами в таких местах расплывчаты и очень извилисты.

Граниты (наиболее распространенные породы хамардабанского интрузивного комплекса) обладают светло-розовой, серовато-розовой, розовато-серой, светло-серой, серой и темно-серой окраской. Последняя чаще всего наблюдается у мелкозернистых разновидностей гранитов, а светло-розовая и серовато-розовая — у лейкократовых и крупнозернистых пород. Как отмечалось выше, граниты, подобно другим гранитоидам, представляющим рассматриваемый комплекс, часто имеют резко выраженную порфириовидную структуру. Вкрапленники в таких породах состоят из микроклина, размер их до 2—3 см.

Касаясь взаимоотношений между различными по структуре гранитами, заметим, что наряду с обычными постепенными переходами между ними некоторые геологи отмечают случаи, когда крупнозернистые граниты рассечены мелкозернистыми. Однако в описании этих фактов отсутствуют необходимые пояснения, поэтому неясно, какое отношение имеют наблюдавшиеся мелкозернистые граниты к хамардабанскому интрузивному комплексу — являются ли они самостоятельной фазой протерозойского магматизма, принадлежат ли к жильным производным или образовались в послепротерозойское время.

В состав гранитов хамардабанского комплекса входят микроклин и микроклин-пертит (30—60%), плагиоклаз—олигоклаз и альбит-олигоклаз (15—30%), кварц (20—30%), биотит (до 5—10%), роговая обманка (до 3—5%). Акцессорные минералы в них представлены сфеном, апатитом, цирконом, ортитом и магнетитом. Вторичные изменения выразились в серицитизации и пелитизации полевых шпатов, в эпидотизации и хлоритизации цветных минералов. Микроструктуры гранитов — гранитовая и гипидиоморфнозернистая. В порфириовидных гранитах этими структурами обладает основная масса породы.

Сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты в хамардабанском комплексе количественно занимают второе место. Макроскопически они очень близки к гранитам. Из разновидностей этих пород главными являются биотитовые и биотитово-роговообманковые. Лейкократовые разновидности встречаются сравнительно редко. Микроструктура граносиенитов гипидиоморфнозернистая, кварцевых сиенитов и сиенитов чаще всего гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая, реже призматически-зернистая. В состав кварцевых сиенитов и сиенитов входят решетчатый микроклин (30—60%), плагиоклаз — альбит-олигоклаз (20—50%), кварц (5—15%), биотит (до 10%), роговая обманка (до 5%), иногда в них встречается моноклиный пироксен (до 3—5%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и магнетитом. Вторичные изменения пород выразились в серицитизации плагиоклаза, в частичной альбитизации и пелитизации микроклина и хлоритизации биотита. Граносиениты в отличие от кварцевых сиенитов обладают более высоким содержанием кварца, обычно меньшим содержанием плагиоклаза и отсутствием пироксена.

Сиенит-диориты и диориты встречаются реже гранитов и сиенитов. Они обычно темно-серые и пестрые с зеленоватым оттенком. Главными породообразующими минералами сиенит-диоритов являются микроклин, альбит-олигоклаз и роговая обманка. Биотит в них редок. Из полевых шпатов в диоритах доминирующее значение приобретает плагиоклаз —

олигоклаз-андезин, микроклин часто отсутствует. Содержание роговой обманки в них более высокое, чем в сиенит-диоритах.

Гранодиориты содержат калиевые полевые шпаты (до 15—20%), плагиоклаз — олигоклаз-андезин (до 50%), кварц (10—15%), роговую обманку (до 30%) и биотит (до 5—10%).

Хамардабанский интрузивный комплекс беден жильными производными. Внутри массивов и за их пределами встречаются редкие жилы мелкозернистых гранитов, аплитов и аплит-пегматитов.

Породы хамардабанского интрузивного комплекса отнесены к верхнему протерозою на основании следующих фактов. Хамардабанскими гранитоидами прорваны докембрийские метаморфические толщи и, как отмечалось выше, условно верхнепротерозойские габброиды. Сами же гранитоиды прорваны гранитами заганского комплекса, что, в частности, наблюдалось Д. В. Ветровым в обнажении на правом берегу р. Селенги в 3 км от Улан-Удэ. В бассейне р. Джиды гранитоиды, похожие на породы описываемого комплекса, обнаружены среди гальки кембрийских конгломератов.

К заганскому интрузивному комплексу относятся гранитоиды, широко развитые в Заганском хребте и по южным отрогам хребта Хамар-Дабан. В. А. Новиков к этому же комплексу относит граниты центральной части Кударинской гривы.

В Заганском хребте эти гранитоиды являются самыми древними интрузивными образованиями. Они слагают центральную часть хребта, образуя крупный плутон, вытянутый в северо-восточном направлении. Этот плутон приурочен к ядру значительной по размерам антиклинальной структуры, крылья которой сложены гнейсами и сланцами условно выделенного здесь нижнего протерозоя.

Гранитоиды Заганского хребта различны по составу, структурам, текстурам и другим признакам. Среди них выделяются биотитовые, биотитово-роговообманковые и лейкократовые граниты, граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты, биотитовые и биотитово-роговообманковые сиенит-диориты, гранодиориты, диориты и гранито-гнейсы. Эти породы бывают равномернозернистыми (мелко-, средне и крупнозернистыми), порфиоровидными, аплитовидными, массивными и гнейсовидными. Переходы между породами, различными по составу, структурам и текстурам, в Заганском массиве постепенные. В пространственном распределении различных пород описываемого интрузивного комплекса намечаются некоторые закономерности. Так, сиениты, сиенит-диориты, диориты и гнейсовидные граниты развиты по периферии массива и, как правило, несут многочисленные ксенолиты вмещающих пород. По направлению к центральной части плутона эти породы через промежуточные разновидности (гранодиориты, кварцевые сиениты и граносиениты) постепенно сменяются лейкократовыми гранитами. Текстура пород от периферии плутона к его внутренней части из гнейсовидной постепенно переходит в массивную, а структура из аплитовидной и мелкозернистой — в средне- и крупнозернистую.

Очевидно, в образовании многих пород Заганского массива существенную роль играли процессы ассимиляции и контаминации. В экзо-контактных зонах интрузива и в ксенолитах вмещающих пород довольно широко развиты инъекционные гнейсы и мигматиты, в которых четко выражены параллельные текстуры. Ширина зон мигматизации у контактов интрузивов достигает 500 м. Гнейсовидная текстура в гранитоидах массива совпадает по ориентировке со сланцеватостью вмещающих пород. Инъекционные гнейсы и гнейсовидные граниты развиты там, где вмещающими породами являются биотитовые, биотитово-роговообманковые и другие сланцы; на контактах гранитоидов с массив-

ными амфиболитами или отсутствуют. Видимо, образование гнейсовидной текстуры было существенно связано со сланцеватостью вмещающих пород. Возможно, что это является свидетельством принадлежности заганского интрузивного комплекса к постороженным образованиям.

Контакты Заганского массива с вмещающими породами на разных участках неодинаковы. Они бывают крутыми и пологими, согласными со сланцеватостью вмещающих пород и секущими сланцеватость, четкими и прямыми (с амфиболитами), извилистыми и расплывчатыми (с инъекционными гнейсами и мигматитами).

Граниты — главный представитель заганского интрузивного комплекса. Для них типичны серый, желтовато-серый, розовато-серый и серовато-розовый цвета. Структура их гранитовая, реже гипидиоморфнозернистая и порфириовидная с гранитовой и гипидиоморфнозернистой основной массой. Минеральный состав гранитов следующий: калиевые полевые шпаты — микроклин-пертит (50—60%), плагиоклаз — альбито-олигоклаз (до 15%), кварц (25—30%), биотит (до 7%), местами амфибол (до 5%); вторичные — серицит, хлорит, эпидот, клиноцоизит; акцессорные — апатит, сфен, циркон, магнетит. В плагиоклазе развита сосюртитизация; в его зернах на границах с калиевыми полевыми шпатами образован мирмекит. Биотит в гранитах бурый, мелкочешуйчатый, часто замещен хлоритом и эпидотом. Для кварца довольно типично облачное и мозаичное погасание.

Местами наблюдаются переходы от гранитов к гранодиоритам. При этом в породах понижается содержание полевых шпатов (до 30%), несколько уменьшается количество кварца (примерно до 15—20%), но увеличивается содержание плагиоклаза (до 30—40%), роговой обманки и биотита (суммарно до 15%). Из-за повышения содержания роговой обманки гранодиориты приобретают зеленоватый оттенок. Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая.

С гранодиоритами местами ассоциируют связанные с ними постепенными переходами кварцевые диориты и диориты. В этих породах основность плагиоклаза повышается до № 35—40, а содержание его доходит до 60—80%. Плагиоклаз — андезин имеет отчетливое зональное строение, он подвергается заметной, особенно во внутренних частях зерен, сосюртитизации. Содержание калиевых полевых шпатов и кварца в породах резко падает, в диоритах они иногда отсутствуют. Возрастает в кварцевых диоритах и диоритах содержание фемических минералов (до 20%), главным образом роговой обманки.

Граносиениты и кварцевые сиениты отличаются от описанных гранитов меньшим содержанием кварца. При дальнейшем понижении его содержания породы переходят в сиениты. В некоторых местах с сиенитами ассоциируют сиенит-диориты. Структура сиенитов и сиенит-диоритов гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая. Главными составными частями этих пород являются микроклин-пертит (в сиенитах до 70%) и плагиоклаз (в сиенит-диоритах до 40%). В подчиненных количествах присутствуют биотит и роговая обманка.

Гранито-гнейсы развиты по периферии Заганского плутона. По составу они обычно приближаются к гранитам. Это чаще всего мелко- и среднезернистые светло-серые породы с полосчатой, сланцеватой или очковой текстурой и гранобластовой или лепидогранобластовой структурой.

По южному склону Заганского хребта вдоль крупной зоны разлома заганские гранитоиды превращены в катаклазиты и милониты, претерпевшие в результате наложенных более молодых (в том числе и мезозойских) процессов биотитизацию, мусковитизацию и окварцевание.

Жильные производные заганского интрузивного комплекса представлены аплит-пегматитами и пегматитами, встречающимися как в пределах массива, так и во вмещающей метаморфической толще условно нижнепротерозойского возраста. Жилы пегматитов часто приурочены к отдельным полям, при этом ориентировка жил в пределах даже одного поля весьма разнообразна. В состав пегматитов, согласно исследованиям Иовчева в 1937 г., входят микроклин, олигоклаз, альбит, кварц, биотит, мусковит, роговая обманка, магнетит, пирит, халькопирит, ильменит, висмутин, окислы железа и марганца, гранат, циркон, эпидот, ортит, турмалин, берилл, жильбертит, серицит, хлорит, каолинит, титанит, монацит, апатит, уранинит, гуммит, уранофан, оранжит, эшинит, самарскит и хлопинит.

В хребте Хамар-Дабан, кроме гранитоидов, подобных описанным в Заганском хребте, распространены еще две разновидности верхнепротерозойских гранитов и граносиенитов. Характерным признаком одной из них является голубая окраска входящего в их состав кварца, а другой — параллельная ориентировка зерен кварца, имеющих удлиненную форму. Массивы первых приурочены к зонам тектонических разломов на юго-восточных склонах хребта, а интрузивы вторых локализованы на северо-западных его склонах, где большинство массивов вытянуто в северо-восточном направлении. Этими разломами на юго-восточных склонах хребта секутся гранитоиды хамардабанского комплекса.

П. И. Налетовым, Д. В. Ветровым, Н. Б. Бардахановым и др. гранитоиды с голубым и ориентированным кварцем относились к последней фазе образования хамардабанского интрузивного комплекса. По мнению Д. Жалсабона, имеется достаточно оснований объединить эти гранитоиды с породами заганского интрузивного комплекса. Об этом свидетельствуют следующие данные: лейкократовой разновидностью гранитов рвутся гранитоиды хамардабанского интрузивного комплекса; внедрение лейкократовых гранитоидов связано с разломами, секущими граниты хамардабанского комплекса, следовательно, они значительно моложе образований названного комплекса; в отличие от гранитоидов хамардабанского комплекса они обладают довольно постоянной массивной текстурой и для них типичен более кислый состав; с ними генетически связаны мусковитоносные пегматиты, подобные упоминавшимся пегматитам заганского интрузивного комплекса.

Граниты и граносиениты с голубым кварцем обычно имеют лейкократовый облик, серый и светло-серый цвет, массивную текстуру и среднезернистую структуру. В редких случаях в них наблюдается слабо выраженная плоскостная ориентировка входящего в их состав биотита, образующего редкие мелкие чешуйки. Из микроструктур в этих породах наблюдаются чаще всего аллотриоморфнозернистая, реже гранитовая, а в зонах разломов — катакластическая. Минеральный состав гранитов и граносиенитов следующий: калиевые полевые шпаты (30—60%), кварц (20—40%), плагиоклаз (как правило, 10—20%, но в отдельных случаях до 40%), биотит (2—3%), изредка присутствует роговая обманка; из аксессуарных минералов они содержат рудный, циркон, апатит; эпимагматические минералы: эпидот, хлорит, серицит, пелит.

Гранитоиды с голубым кварцем, по мнению Н. П. Михно (1960а), известны в Средне-Витимской горной стране. Они отнесены здесь к нижнему протерозою (галька этих гранитоидов обнаружена в конгломератах, относимых к верхнему протерозою). Этот факт должен настораживать исследователей при определении возраста подобных образований, как вновь обнаруживаемых в Байкальской горной области, так и уже выделенных.

Таблица

**Схема развития протерозойского магматизма в Юго-Западном Забайкалье
и Южном Прибайкалье**

Возраст	Этапы	Бассейн верхнего течения р. Джиды	Хребет Хамар-Дабан	Заганский хребет
Верхний протерозой	Средний	Биотитовые граниты, кварцевые сиениты, граносиениты и пегматиты	Биотитово-амфиболовые граниты и граносиениты с голубым и ориентированным кварцем и пегматиты	<i>Заганский комплекс</i> Биотитовые и биотитово-амфиболовые граниты, сиениты, гранодиориты, диориты, гранитогайсы и пегматиты
		Биотитово-роговообманковые граниты, гранодиориты и диориты	<i>Хамардабанский комплекс</i> Биотитово-роговообманковые и роговообманковые граниты, сиениты, граносиениты, сениит-диориты, гранодиориты и диориты	
	Ранний	Габбро, габбро-диориты, диориты	Габбро, габбро-диориты и диориты	
Нижний протерозой	Средний	Биотитовые двуслюдяные и другие граниты, граносиениты	Биотитовые двуслюдяные и другие граниты, граносиениты	
	Ранний	Пироксениты, габбро, габбро-диориты	Пироксениты, габбро, габбро-диориты	
	Начальный	Метаморфизованные эффузивы	Метаморфизованные эффузивы	

Граниты и граносиениты второй разновидности имеют светло-розовый, иногда розовый цвет, среднезернистую структуру и характеризуются параллельной ориентировкой входящего в их состав серого кварца, образующего слегка удлиненные зерна. Микроструктура этих пород бластогипидиоморфнозернистая, гранитовая и аллотриоморфнозернистая. Минеральный состав их следующий: микроклин (40—50%), кварц (20—40%), плагиоклаз (15—20%), биотит (до 5%); вторичные — хлорит и эпидот; акцессорные минералы — рудный, апатит, сфен, циркон и ортит.

С описываемыми гранитоидами Хамар-Дабана, отнесенными к заганскому интрузивному комплексу, связаны пегматиты, в общем аналогичные пегматитам Заганского хребта. Они часто образуют пегматитовые поля. Кроме пегматитов, видимо, с этими же гранитоидами связаны и другие жильные образования, в частности, по данным

Е. Н. Смолянского, светло-серые биотитовые микрограниты, розовые лейкократовые микрограниты и кварцевые жилы. Формирование жильных образований проходило в следующей последовательности: светло-серые биотитовые микрограниты, розовые лейкократовые микрограниты, пегматиты, кварцевые жилы.

При определении возраста заганского интрузивного комплекса учитываются следующие факты. В Заганском хребте гранитоидами комплекса прорвана метаморфизованная условно нижнепротерозойская толща, а в Хамар-Дабане и в бассейне Джиды прорваны, кроме того, битуджидинская свита, условно верхнепротерозойские габброиды и гранитоиды ранее сформировавшегося условно верхнепротерозойского хамардабанского интрузивного комплекса. С другой стороны, некоторые типичные породы заганского интрузивного комплекса, например светло-серые биотитовые и розовые лейкократовые микрограниты, мусковитоносные пегматиты, не встречаются на площади, сложенной кембрием (Смолянский, 1961 и др.). По новым данным, гранитоиды, видимо, заганского интрузивного комплекса присутствуют в гальке конгломератов нижнекембрийских отложений бассейна Джиды, а в хребте Хамар-Дабан — в татауровских конгломератах, относимых к нижнему кембрию; в бассейне р. Мысовой и многих других местах они прорываются палеозойскими (раннекаледонскими) гранитоидами.

Аналогами верхнепротерозойских гранитоидов хамардабанского и заганского интрузивных комплексов северо-восточнее описываемой территории являются, видимо, в какой-то мере породы многофазного баргузинского интрузивного комплекса (Салоп, 1958в; Хренов, 1957). Верхнепротерозойские многоэтапные кислые интрузии известны и в Восточном Саяне (Лурье и Обручев, 1950; Арсентьев и Зилов, 1959 и др.). За пределами рассматриваемой территории верхнепротерозойские гранитоиды не метаморфизуют залегающие вблизи нижнекембрийские отложения и присутствуют в гальке их конгломератов.

Данные о протерозойском магматизме в Южном Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье, сведенные в табл. 10, в сущности намечают только первые вехи на пути решения одного из сложных и чрезвычайно важных вопросов геологии южной части территории Бурятии.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ СРЕДНЕ-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ, ПРИБАЙКАЛЬЯ И ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Протерозойские вулканогенные и плутонические образования имеют в северных районах Бурятской АССР исключительно большое развитие¹. Они представлены разнообразными петрографическими и генетическими типами пород: от ультраосновных до ультракислых, от глубинных до близповерхностных и излившихся, от типично магматических до метасоматических. Различны эти образования и по возрасту. Среди них выделяются породы, относящиеся к нижнепротерозойскому, среднепротерозойскому и верхнепротерозойскому орогеническим циклам.

Несмотря на весьма большую роль вулканогенных и плутонических пород в строении названной территории, изучены они еще недостаточно. Специальных петрографических исследований очень немного и обычно они касаются частных вопросов или посвящены характеристике сравнительно небольших массивов. Во многих работах содержатся довольно

¹ Здесь термин «плутонические образования» употребляется вместо «интрузивные образования» вследствие более широкого его значения, которое охватывает не только собственно интрузивные породы, возникшие из перемещенного расплава, но и разнообразные продукты ультраметаморфизма, например метасоматические и анатектические граниты.

подробные описания пород и их взаимоотношений, что позволяет представить главные черты развития протекавших здесь магматических процессов.

Попытки обобщения материалов по магматизму рассматриваемой территории или ее отдельных крупных частей предпринимались в разное время В. А. Обручевым (1927, 1935—1938), В. В. Домбровским (1944), Е. В. Павловским (1948а), А. А. Арсентьевым и Е. А. Нечаевой (1953). Синтез новейших данных относительно развития магматизма в районе Витимского плоскогорья дан П. М. Хреновым (1957), а для всей территории Байкальской горной области — Л. И. Салопом (1956а, 1956б, 1962а). Л. И. Салоп выделил главнейшие вулканические и плутонические комплексы и наметил их связь с определенными тектоно-магматическими этапами и структурно-фациальными поясами или зонами.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Магматические комплексы нижнего протерозоя, так же как и суперкрупнейшие образования, представлены в разных структурно-фациальных поясах резко различными ассоциациями пород.

Миогеосинклиальный пояс байкалоид. В примыкавшем древним платформам внешнем, или миогеосинклинальном, поясе к которому на рассматриваемой территории относится сравнительно небольшой участок в верховьях рек Мини и Чаи (Северо-Байкальское нагорье), «начальный» нижнепротерозойский вулканизм проявился очень слабо и лишь вблизи глубинных разломов, расположенных на границе с внутренним, или эвгеосинклинальным, поясом. Эффузивные породы здесь залегают среди кристаллических сланцев и мигматитов чуйской толщи; они представлены сильно метаморфизованными основными лавами, превращенными в амфиболиты.

Плутонические образования на этом участке развиты значительно шире и представлены синорогенными гнейсо-гранитами куандинского комплекса.

Куандинский комплекс гранитов. Наиболее характерными породами комплекса являются биотитовые или двуслюдяные обычно сравнительно лейкократовые гнейсовидные граниты (гнейсо-граниты), часто сопровождаемые пегматитовыми гранитами и пегматитами. В верховьях рек Мини и Чаи они были выделены в 1955 г. А. С. Кульчицким под названием неручандинских гранитов (или ортогнейсов). Эти граниты широко распространены на всей площади миогеосинклинального пояса, слагая весьма протяженный плутонический пояс, прослеживающийся из Северо-Байкальского нагорья в Патомское нагорье и Олекмо-Витимскую горную страну (на территории Иркутской и Читинской областей).

Куандинские гнейсо-граниты слагают различной величины (от очень мелких до крупных) тела, вытянутые в северо-восточном направлении согласно с тектонической структурой чуйской толщи. Внутри большинства тел находятся ориентированные включения неполностью переработанного субстрата с резкими или расплывчатыми контурами. Гнейсовая текстура во многих случаях совпадает со слоистостью во вмещающих породах и повторяет в общих чертах ее тектонический узор. Гнейсо-граниты сопровождаются обширными полями инъекционных гнейсов и активно участвуют в мигматизации боковых пород.

Многие особенности формы и внутренней структуры гранитных тел однозначно указывают на то, что их формирование происходило на большой глубине и одновременно со складкообразованием. Большая часть плутонических тел должна быть отнесена к разряду гармоничных и конформных плутонов.

Куандинские гнейсо-граниты представляют собой светло-серые, серые или зеленовато-серые обычно среднезернистые породы с отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Наиболее характерны гранобластовая, бластогранитовая и бластомилонитовая структура. Во многих разновидностях этих пород отмечаются мирмекиты. Постоянно, но в различной мере проявлены протоклаз и катаклаз. Минеральный состав их следующий: плагиоклаз (олигоклаз или олигоклаз-андезин), микроклин, кварц, биотит и мусковит (в двуслюдяных разновидностях); акцессорные — магнетит, ортит, циркон, апатит, сфен и гранат; вторичные — серицит (мусковит), хлорит и эпидот. Количественные соотношения породообразующих минералов подвержены некоторым колебаниям. Чаще всего полевые шпаты слагают около 60—65% объема породы, причем плагиоклаз несколько преобладает над микроклином, однако встречаются разновидности, где оба минерала присутствуют в равном количестве или доминирует микроклин. Содержание кварца более постоянно (30—35%). Количество слюд, как правило, не превышает 5—10%, а иногда снижается до 1—2%.

Аплитовидные и пегматоидные граниты и пегматиты слагают жильные тела в метаморфических породах и гнейсо-гранитах или образуют среди последних нечеткие обособления. Минеральный состав их, в общем, тот же, что и у гнейсо-гранитов, только биотит во многих случаях присутствует в очень малом количестве. Для аплитовидных гранитов типична панидиоморфнозернистая или гранобластовая структура, для пегматоидных гранитов и пегматитов — грубозернистая ортотектитовая и изредка графическая. Иногда пегматиты заключают много граната и магнетита; встречаются также пегматиты с турмалином и мусковитом.

На периферии мигматитовых полей обычно размещается множество мелких линзовидных кварцевых и кварцево-полевошпатовых жилков («кварцевый фронт») однако эти образования нигде не несут даже следов рудной или иной минерализации. Вообще в связи с куандинским комплексом совершенно неизвестны какие-либо проявления полезных ископаемых.

Для химизма куандинских гнейсо-гранитов характерно довольно значительное содержание щелочей и некоторая пересыщенность глиноземом. По составу они весьма близки к среднему мировому граниту Р. Дэли. От архейских лейкократовых и аляскитоидных гнейсо-гранитов они отличаются тем, что заметно беднее кремнеземом и калием, но богаче глиноземом, окислами железа, известью, магниезией и натрием.

Куандинские гнейсо-граниты, судя по целому ряду признаков, образовались вследствие гранитизации вмещающих миогеосинклинальных терригенных толщ нижнего протерозоя. Многие гнейсо-граниты, особенно из числа тех, которые располагаются среди мигматитовых полей, скорее всего возникли в результате метасоматической гранитизации *in situ*, но известная часть этих пород несомненно кристаллизовалась из перемещенного (реоморфизованного) расплава, о чем свидетельствует наличие в ряде случаев резких секущих контактов.

Возраст куандинского комплекса определяется на том основании, что слагающие его гнейсо-граниты и пегматиты размещаются среди нижнепротерозойских метаморфических толщ, но сами трансгрессивно перекрываются отложениями среднего протерозоя. Взаимоотношения со средним протерозоем наблюдались в ряде мест на северной окраине Северо-Байкальского нагорья, на правом берегу Витима и в бассейне р. Максимихи (на территории Иркутской области), где на размытой поверхности куандинских гнейсо-гранитов залегают с аркозовым контактом кварциты теплогринской серии (аналог акитканской серии Северного Прибайкалья). Кроме того, в конгломератах акитканской

серии нередко содержится галька гнейсо-гранитов, типичных для данного комплекса.

Абсолютный возраст куандинских гнейсо-гранитов и пегматитов, определенный аргоновым методом по слюде, колеблется в очень широких пределах в зависимости от пространственного положения пород в зонах позднейшего метаморфизма. На периферии Байкальской горной области, где гнейсо-граниты не подвергались повторному метаморфизму, возраст их определяется по биотиту и мусковиту в 1900—2000 млн. лет (низовье р. Витима, около пади Воронцовки).

Эвгеосинклинальный пояс байкалид. В пределах этого пояса, охватывающего большую часть рассматриваемой площади, выделяются два тесно связанных между собой сложных магматических комплекса: эффузивный и интрузивный.

Эффузивный комплекс спилито-кератофировой формации. Вулканогенные породы этого комплекса входят в состав муйской серии нижнего протерозоя. Наибольшим распространением пользуются следующие породы комплекса: измененные диабазы, спилиты, кератофиры, кварцевые кератофиры и альбитофиры, нередко превращенные в зеленые ортосланцы, метадиабазы, празиниты, амфиболиты, порфириды и другие продукты метаморфизма. В некоторых районах среди спилитов встречаются шаровые лавы. Эффузивные породы переслаиваются с осадочными отложениями или же слагают самостоятельные толщи. С эффузивами, особенно с их кислыми разновидностями, ассоциируют разнообразные туфы и туффиты. Общая мощность осадочно-вулканогенных отложений достигает 12—15 км, причем в ряде районов на долю эффузивов и их туфов приходится ее большая часть.

Структурные и текстурные особенности вулканитов очень разнообразны даже для каждой из групп пород. Диабазам чаще всего свойственна диабазовая, микроофитовая, интерсертальная и вариолитовая структуры, замаскированные в той или иной мере метаморфизмом; встречаются также порфирировая структура с диабазовой основной массой. Для спилитов характерны вариолитовая и спилитовая структуры, иногда порфирировая с вариолитовой основной массой (спилитовые порфиры). Для альбитофиров наиболее типична порфирировая структура с пилотакситовой основной массой, а для кварцевых кератофиров — порфирировая структура с фельзитовой, микропюкилитовой или сферолитовой массой.

Минеральный состав вулканитов разнообразен не только вследствие различия в первоначальном составе пород, но и благодаря метаморфическим преобразованиям. В диабазах и спилитах первоначальный состав пород обычно совершенно утрачен: плагиоклаз превращен во вторичный альбит, а цветные минералы — в хлорит, эпидот и актинолит. Из рудных минералов встречается лейкоксен, развитый по титаномагнетиту. Только в исключительных случаях встречаются реликты основного плагиоклаза и пироксена. Для альбитофиров, кроме альбита, хлорита, эпидота, серицита и иногда актинолита, характерно присутствие в основной массе кварца. В более сильно измененных породах появляется биотит. Вкрапленники принадлежат альбиту. В кварцевых кератофирах меньше хлорита, эпидота и актинолита, а вкрапленники образованы наряду с альбитом также и кварцем. Калиевый полевой шпат в них исключительно редок.

Для всех рассматриваемых пород характерно очень интенсивное развитие альбитизации, что является одним из признаков эффузивов геосинклинальной спилито-кератофировой формации.

Муйский интрузивный комплекс. Этот комплекс сложен очень разнообразными породами, по составу варьирующими от ультраосновных

до кислых, по глубине образования — от субвулканических до абиссальных, а по отношению к тектоническим движениям — от доорогенных до синорогенных. Начало его формирования неразрывно связано с геосинклинальным вулканизмом, а завершение — с крупными тектоническими движениями, происходившими на грани нижнего и среднего протерозоя. Интрузивная деятельность развивалась в три этапа, во время которых последовательно внедрились: 1) субвулканические интрузии основного и кислого состава; 2) интрузии ультраосновного и основного состава; 3) интрузии гнейсовидных плагиигранитов и гранитов.

Внедрение этих интрузий происходило в течение сравнительно длительного времени, в разной тектонической обстановке. Состав их заметно менялся. Таким образом, они возникли в результате эволюции единой родоначальной магмы и, следовательно, находятся между собой в генетической связи. Это заставляет объединить их в единый комплекс, а разновозрастные интрузии рассматривать как подкомплексы.

Подкомплекс субвулканических пород сложен породами, образующими две естественные ассоциации: метабазитовую и плагиигранит-порфировую. К первой относятся амфиболизированные и сосюритизированные габбро-диабазы или габбро, кварцевые и микропегматитовые габбро-диабазы, измененные оливиновые габбро-диабазы, габбро-нориты, диабазовые порфириты и некоторые другие метаморфизованные базиты. Породы эти слагают пластовые залежи, а иногда дайки и штоки среди эффузивов спилито-кератофировой формации муйской серии. От эффузивных диабазов они отличаются преимущественно структурой и величиной зерна, но во многих случаях внешне очень похожи и об их интрузивной природе приходится судить лишь на основании формы залегания и характера контакта.

Другая субвулканическая ассоциация представлена главным образом альбитовыми гранофировыми гранит-порфиритами, затем микрограндиоритами, кварцевыми микродиоритами, кварцевыми микрогаббродиоритами и кварцевыми диоритовыми порфиритами. Все перечисленные породы связаны постепенными переходами и иногда находятся в пределах одного интрузивного тела. Они обычно слагают малые тела типа даек, штоков и факолитов размером от нескольких до десятков сантиметров (иногда до сотен метров) в поперечнике. Известны единичные случаи, когда эти породы образуют крупные (до 75 км²) массивы. Иногда (например, в отдельных участках бассейна р. Кияны) они преобладают над вмещающими вулканогенными породами.

Не подлежит сомнению, что интрузивные метабазиты тесно связаны с основными эффузивами муйской серии, а породы плагиигранит-порфировой группы — с кислыми и средними породами этой серии, с которыми они пространственно ассоциируют. Их родство убедительно доказывается поразительной близостью минерального и химического состава, а также существованием в глубоких частях покровов хорошо раскристаллизованных вулканов, ничем не отличимых от их интрузивных аналогов.

Никаких полезных ископаемых, связанных с субвулканическими породами, пока не выявлено, если не считать незначительной гематитовой минерализации в гранит-порфирах.

Породы субвулканических интрузий метаморфизованы и нарушены наряду с вмещающими вулканогенными толщами и, кроме того, прорваны более поздними интрузиями муйского комплекса. В бассейне р. Большой Падры на альбитовых гранофировых гранит-порфирах трансгрессивно залегает осадочно-вулканогенная падринская серия среднего протерозоя. Обломки характерных для субвулканического

подкомплекса пород в изобилии присутствуют в составе обломочного материала конгломератов среднего и верхнего протерозоя, а также нижнего кембрия.

Подкомплекс ультраосновных и основных пород развит главным образом в зонах глубинных разломов, размещающихся на окраине эвгеосинклинального пояса около его границы с миогеосинклинальным поясом. Зоны эти прослеживаются в виде ряда субпараллельных дуг на всем протяжении пояса (на расстоянии более 1200 км по его простирацию). Фланги зон размещаются в пределах Иркутской и Читинской областей.

Интрузивные тела данного подкомплекса обычно обладают линзовидной формой; реже встречаются сложные неправильные тела, пластовые залежи, дайки и штоки. Все они участвуют в образовании складчатых структур наравне с вмещающими их осадочно-вулканогенными толщами. Линзовидные тела гипербазитов обычно располагаются между плоскостями сбросов или крутых надвигов, при этом они бывают сильно рассланцованы и нередко имеют сорванные контакты. Многие серпентинитовые массивы представляют собой так называемые «мертвые интрузии», внедренные в результате тектонических движений уже после их кристаллизации.

Основные и ультраосновные породы обычно слагают самостоятельные тела и лишь в редких случаях встречаются совместно в одних и тех же массивах сложного строения. Иногда устанавливается, что гипербазиты секут вмещающие габброиды, но сами в свою очередь прорываются дайками микрогаббро и габбро-диоритов. Некоторые исследователи указывают на наличие между ними постепенных переходов (Ляхович, 1955).

Размеры интрузивных тел варьируют от нескольких метров до 30 км по длине (до 150 км² по площади). Гипербазиты, как правило, образуют небольшие тела. Наиболее крупные из них — Парамский (18×5 км) и Кулянский (12×2,5 км) массивы серпентинитов — находятся в Средне-Витимской горной стране. Несмотря на небольшую, в общем, величину отдельных массивов, их количество в зонах смятия иногда настолько велико, что они буквально переполняют вулканогенные толщи и при мелкомасштабных съемках нередко картируются как единые крупные тела.

Контактовое воздействие гипербазитов обычно плохо заметно вследствие наложения более позднего метаморфизма, а также из-за частых тектонических срывов по краям массивов. Все же в отдельных случаях около габброидов наблюдалось образование актинолитово-эпидотово-альбитовых роговиковых сланцев. В тех случаях, когда удавалось видеть ненарушенные интрузивные контакты серпентинитов с породами муйской серии, последние не обнаруживали никаких признаков изменений, кроме тех, которые обусловлены региональным метаморфизмом.

Ультраосновные породы представлены серпентинитами, гарцбургитами, дунитами, верлитами и пироксенитами.

Серпентиниты сложены главным образом хризотилом и антигоритом, иногда с примесью моноклинного пироксена типа диаллага. В небольшом количестве постоянно присутствуют хромит (или магнохромит) и магнетит. Структура большей частью петельчатая или решетчатая. Среди бесцветной (в шлифе) мелкозернистой хризотил-антигоритовой массы часто наблюдаются крупные гомоосевые псевдоморфозы желтого пластинчатого антигорита по ромбическому пироксену. В ряде случаев удается установить, что серпентиниты возникли за счет гарцбургитов и дунитов. В некоторых массивах серпентиниты подверглись интенсивной лиственитизации.

Гарцбургиты встречаются исключительно среди серпентинитовых массивов. Главными минералами в них являются серпентинизированный магнезиальный оливин (60—70%) и ромбический пироксен энстатитового типа (30—35%); в небольшом количестве постоянно содержится хромит и спорадически — моноклинный пироксен. Структура чаще всего порфириовидная с панидиоморфнозернистой основной массой. Порфировые выделения образованы энстатитом, замещенным баститом или карбонатом.

Дуниты также слагают небольшие участки среди серпентинитов, от которых внешне мало отличаются. Состоят в основном из серпентинизированного магнезиального оливина и примеси хромита или магнохромита. Структура панидиоморфнозернистая, а в случае интенсивной серпентинизации — петельчатая. Верлиты и пироксениты имеют незначительное распространение.

Породы семейства габбро представлены измененными габбро и габбро-диабазами, кварцевыми габбро и габбро-диоритами, оливиновыми габбро и габбро-норитами, энстатитовыми норитами и габбро-пегматитами.

Наиболее распространены амфиболизированные и сосюритизированные габбро и габбро-диабазы, обладающие шлировой текстурой и габбровой или габбро-офитовой структурой. Их минеральный состав определяется в основном сосюритизированным плагиоклазом и зеленой роговой обманкой (уралитом), развивающейся по моноклинному пироксену. Последний изредка встречается лишь в виде реликтов. В заметном количестве присутствуют вторичные хлорит, карбонат, эпидот, серицит и акцессорные — сфен, лейкоксен, апатит, магнетит и титаномагнетит.

Разновидностью указанных пород являются кварцевые амфиболизированные габбро, габбро-диориты и габбро-диабазы, содержащие до 5% (реже 10%) ксеноморфных зерен кварца. Эти породы, особенно габбро-диабазы, весьма типичны также для ранних субвулканических интрузий.

Оливиновые и энстатитовые габбро и габбро-нориты образуют либо небольшие самостоятельные тела, либо, что чаще, принимают участие в сложении дифференцированных габброидных и габбро-перидотитовых массивов.

В некоторых массивах габброидов встречаются участки, насыщенные неправильными шлироподобными выделениями или тонкими ветвящимися жилками диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов. Полевые и микроскопические наблюдения показывают, что эти породы возникли в результате отщепления остаточных расплавов при кристаллизации магмы в пределах плутонической камеры.

Судя по всем признакам, гипербазиты и габброиды муйского комплекса вместе с субвулканическими и эффузивными породами являются типичными офиолитовыми образованиями, характерными для раннего этапа геосинклинального развития. Внедрение их, по всей вероятности, предшествовало складчатости и, быть может, частично происходило еще в период подводного вулканизма. Некоторые массивы габбро, сопровождаемые кислыми дифференциатами, вероятно, сформировались уже в начале главной фазы тектогенеза (раннеорогенные интрузии).

С офиолитовыми интрузиями связан ряд небольших проявлений полезных ископаемых: платиноидов, хризотил-асбеста, хрома, никеля, кобальта и меди.

О возрасте пород рассматриваемого подкомплекса можно судить на основании следующих данных. Прежде всего, они повсеместно рвут эффузивные толщи нижнего протерозоя и в ряде мест (например, на

правобережье р. Кияны и в бассейне р. Правого Мамакана) габброиды секут гранофировые плагиогранит-порфиры субвулканического комплекса. С другой стороны, габброиды и гипербазиты во многих местах пронизаны интрузиями плагиогранитов или кварцевых диоритов, относящихся к более позднему подкомплексу. Галька характерных для подкомплекса габброидов в изобилии присутствует в конгломератах падринской серии, а также в конгломератах синхроничной ей акитканской серии среднего протерозоя. Ее очень много и в грубообломочных породах верхнего протерозоя, в частности в конгломератах делюнской свиты патомской серии и уколкитской свиты катерской серии. Следует отметить, что во всех этих конгломератах пока не была обнаружена галька гипербазитов (если не считать гальки богатого оливином габбро-норита встреченной в делюнской свите), однако в них часто находится галька плагиогранитов, рвущих гипербазиты. Отсутствие или редкость последних в обломках объясняется их малым распространением и отчасти физическими свойствами (легкая истираемость). Галька гипербазитов находится в базальных конгломератах нижнего кембрия только в непосредственной близости от выходов ультраосновного массива (на левом берегу р. Янгуда около устья р. Малого Гукита).

Подкомплекс гнейсовидных плагиогранитов и гранитов. Главное поле распространения гранитоидов данного подкомплекса примерно совпадает с полосой глубинных разломов и, следовательно, с областью развития предшествующих офиолитовых интрузий. Вместе с тем небольшие их массивы известны и в других районах эвгеосинклинального пояса, повсюду, где только обнажаются осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя.

Чаще всего гранитоиды слагают пластовые или сложной формы тела, вытянутые согласно с простираемением вмещающих пород; значительно реже встречаются изометрические или нередко удлинённые массивы. Размеры отдельных тел колеблются в очень больших пределах. Самые крупные массивы, которые размещаются в Средне-Витимской горной стране, занимают площадь более 2000 км², но среди них всегда находится много участков вулканогенных пород и габброидов. Гранитные тела участвуют в образовании складчатых форм наряду со стратифицированными толщами. В малых пластовых телах это можно наблюдать непосредственно в обнажениях.

Для гранитоидов весьма типичны явления катаклаза и протоклаза, которые внешне выражаются в появлении ориентированных текстур, вследствие чего породы приобретают облик гнейсо-гранитов или очковых гнейсов. Большая часть гранитоидов этого подкомплекса является в той или иной мере бластокатаклазитами или протобластомилонитами.

Вокруг крупных тел гранитов находятся зоны кристаллических сланцев и роговиков шириной до нескольких сотен метров. Вблизи плагиогранитов вмещающие породы бывают сильно раздроблены и рассланцованы.

Характер залегания гранитов, а также наличие протоклаза несомненно свидетельствует о синтетектоническом характере их внедрения.

В составе подкомплекса могут быть выделены два типа гранитоидов: существенно плагиоклазовый и микроклин-плагиоклазовый. Оба они тесно связаны и даже переходят друг в друга, но во многих случаях слагают самостоятельные тела.

К первому типу принадлежат весьма распространенные плагиограниты и кварцевые диориты, с которыми иногда ассоциируют диориты и кварцевые габбро-диориты.

Внешний облик плагиогранитов довольно разнообразен, но скорее не вследствие различия в составе породообразующих минералов, а бла-

годаря многообразию форм катаклаза и вторичным минеральным преобразованиям. Чаще всего это серые с зеленоватым или розовым оттенком, сравнительно светлые породы гнейсовидного облика. Для многих из них типичны округлые выделения голубоватого опаловидного кварца. Главными минералами являются плагиоклаз (альбит-олигоклаз или олигоклаз) и кварц, развитые в виде мелкозернистого мезостазиса с отдельными крупными обособлениями. Калиевый полевой шпат отсутствует или встречается спорадически и в виде примеси. Цветные минералы — биотит и роговая обманка — обычно находятся в небольшом количестве. Из вторичных минералов широко развиты хлорит, серицит (мусковит), эпидот, карбонат и лейкоксен. Акцессорными являются сфен, ортит, монацит и апатит. В относительно слабо катаклазированных породах видна гипидиоморфнозернистая структура, характеризующаяся резким идиоморфизмом плагиоклаза; при интенсивном раздроблении и бластезе по ней образуются цементная, очковая, флазерная, псевдопорфиновая и другие бластомилонитовые структуры.

Кварцевые диориты отличаются от плагиогранитов только более основным плагиоклазом и большим количеством цветных минералов, преимущественно хлоритизированной роговой обманки. Эти породы по всем признакам весьма похожи на соответствующие кислые дериваты габбро в офиолитовых массивах.

К микроклин-плагиоклазовому типу гранитоидов данного подкомплекса относятся широко распространенные биотитовые и двуслюдяные граниты или гнейсо-граниты, внешне характеризующиеся серым или розовато-серым цветом, средней или крупной величиной зерна и гнейсовидной текстурой. Состоят они в основном из кварца, плагиоклаза, микроклина, биотита и мусковита; спорадически присутствует еще роговая обманка. Вторичные минералы те же, что и в плагиогранитах. Акцессорные представлены сфеном, апатитом, гранатом, цирконом и ортитом. Количественные соотношения главных минералов варьируют, но всегда в породах много кварца (от 25 до 45%), а плагиоклаз заметно преобладает над микроклином. Явления катаклаза и протоклаза в этих породах выражены несколько слабее, чем в плагиогранитах. Для них типична бластогранитовая или гранитовая структура.

Боковые породы около контакта с микроклин-плагиоклазовыми гранитами часто фельдшпатизированы, а местами даже гранитизированы, чего никогда не отмечается вблизи плагиогранитов.

Плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые граниты различаются и по своему химизму. Для первых характерно более высокое содержание кремнезема, но меньшее количество атомов щелочных металлов в алюмосиликатах и оснований в простых силикатах, а самое главное — резкое преобладание натрия над калием ($n=85$), тогда как в микроклин-плагиоклазовых гранитах натрия лишь немного больше, чем калия ($n=58$).

Большая часть плагиогранитов муйского комплекса отвечает лейкократовым породам группы плагиогранитов, или, иначе говоря, трондьемитам. Микроклин-плагиоклазовые граниты довольно близки к среднему мировому граниту Р. Дэли, но отличаются несколько большим количеством полевошпатовой извести и металлических атомов в простых силикатах.

Жильные образования для гранитоидов муйского комплекса не характерны. Сравнительно часто встречаются только аплиты. Обращает на себя внимание бедность пегматитами. Полезные ископаемые, связанные с рассматриваемыми гранитоидами, неизвестны.

Плагиограниты и ассоциирующие с ними кварцевые диориты и кварцевые габбро-диориты скорее всего образовались в результате

дифференциации габбро-базальтовой магмы. На это указывает не только их полная аналогия с соответствующими породами среди кислых дериватов габброидов, но и приуроченность плагиогранитов и офиолитов к одним и тем же структурным зонам, а также целый ряд петрохимических особенностей. Можно с большим основанием полагать, что если кислые отщепления офиолитов возникли в пределах плутонической камеры, то плагиограниты и связанные с ними породы являются продуктами прогрессивной дифференциации той же габбро-базальтовой магмы. Но эта дифференциация происходила на значительной глубине, причем от материнского очага они были отторжены в результате синтетонического интрузивного акта. Микроклин-плагиоклазовые граниты, по-видимому, возникли вследствие сплавления плагиогранитовой магмы с породами кристаллического фундамента орогена при активном участии сквозьмагматических растворов.

Возрастное положение муйских гранитоидов может считаться вполне выясненным. Они повсеместно прорывают нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи, габброиды и гипербазиты, но вместе с тем трансгрессивно перекрываются отложениями среднего протерозоя (например, в бассейне р. Большой Падры и на северо-западном побережье Байкала около мыса Хибелен). Галька характерных плагиогранитов почти постоянно находится в конгломератах среднего и верхнего протерозоя, а также нижнего кембрия.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

В пределах рассматриваемой части Бурятской АССР известны породы четырех среднепротерозойских магматических комплексов. Развита они только в Северном Прибайкалье и в бассейне Среднего Витима. К ним относятся два разновозрастных эффузивных комплекса и два более поздних синхроничных комплекса гранитоидов.

Комплекс кислых эффузивов порфировой формации. Породы этого комплекса входят в состав среднепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ акитканской и падринской серий, развитых соответственно на западной окраине Северного Прибайкалья (хребты Акиткан и Байкальский) и в Средне-Витимской горной стране (бассейн р. Большой Падры).

Среди эффузивов более всего распространены кварцсодержащие (базокварцевые) порфиры, кварцевые порфиры и ортофиры. Очень редко встречаются миндалекаменные порфириты и диабазы. С кислыми эффузивами тесно связаны их пирокластические образования.

Внешне порфиры представляют серые, темно-серые или малиново-красные массивные, реже сланцеватые или полосчатые (флюидалные) породы с порфировой структурой, часто плохо различимой невооруженным глазом. Цвет пород в основном определяется тонкодисперсными окислами железа, их количеством и степенью окисленности. Структура пород порфировая (обычно олигофировая), основная масса фельзитовая, сферолитовая, микропйкилитовая, перлитовая, гранофировая, микрогранитовая, глобулитовая и др. Текстура массивная или флюидалная, иногда миндалекаменная. Порфировые выделения образованы калиевым полевым шпатом (ортоклазом или микроклином), обычно в той или иной мере альбитизированным, кислым плагиоклазом и кварцем (в кварцевых порфирах). В основной массе находятся калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, кварц и акцессорные: амфибол, апатит и рудный. Иногда основная масса настолько тонкозерниста, что ее состав не может быть диагностирован. Из вторичных минералов, помимо

альбита, широко распространены серицит, хлорит, эпидот. Последние два минерала также выполняют миндалины.

При метаморфизме, обусловленном контактовым воздействием гранитов, в порфирах появляется много зеленого биотита, а иногда и амфибол, сфен, гранат. В зонах надвигов по порфирам возникают порфириты и милониты.

Для порфиров характерны некоторая пересыщенность кремнеземом и глиноземом, относительное богатство щелочами при одинаковой роли калия и натрия и преобладание окислов железа над магнием. Порфириты и диабазы обладают зеленым или зелено-серым цветом, массивным или неясно выраженным порфировым сложением и содержат овальные крупные миндалины. Порфировые выделения (если они имеются) сложены альбитизированным и сосюритизированным плагиоклазом и иногда еще псевдоморфозами хлорита по пироксену (?). Основная масса микродиабазовая или интерсертальная. Состоит она из лейсточек альбитизированного плагиоклаза, промежутки между которыми заняты хлоритом и рудным минералом.

В глубоких частях покровов порфиров развиты полнокристаллические породы типа гранофировых гранит-порфиров и граносиенит-порфиров. Аналогичные породы встречаются и в составе более молодого ирельского интрузивного комплекса, генетически связанного с эффузивами (см. ниже).

Породы рассматриваемого комплекса являются типичными для субаэральной порфировой формации. Излияние порфиров происходило в наземных условиях, о чем свидетельствуют наличие среди них ярко-красных (окисленных) пород, ассоциация с грубыми, часто косослоистыми отложениями потоков и отсутствие следов гидрохимического изменения лав. Вулканические процессы были приурочены к крупным разломам, хорошо фиксирующимся при полевых наблюдениях.

Комплекс эффузивов диабазовой формации. Породы комплекса развиты в хребте Сынныр и в верховьях рек Чай и Лево́й Ма́мы (Северо-Байкальское нагорье), где они входят в состав сыннырской серии среднего протерозоя. В отличие от эффузивного комплекса порфиров для данного комплекса характерны главным образом подводные вулканы основного и среднего состава, иногда встречаются и кислые лавы (порфиры и ортофиры), возможно, частично субаэрального происхождения.

Как указывалось, эффузивы сыннырской серии представлены преимущественно диабазами, спилитами, порфиритами и альбитофирами и их пирокластическими продуктами.¹ Большинство этих пород напоминает соответствующие мало измененные образования спилито-кератофировой формации нижнего протерозоя. Зеленоватый оттенок, присущий большей части эффузивов, обусловлен развитием аутометаморфических минералов — хлорита, эпидота и пренита. Для диабазов и порфиритов часто характерно миндалекаменное строение.

Ирельский комплекс гранитоидов. Породы комплекса генетически и пространственно связаны с эффузивами акитканской серии. Новейшие исследования (А. Я. Жидков, Л. И. Салоп, Е. А. Шалек и др.) показали, что они сформировались в следующие четыре интрузивные фазы: 1) субвулканические тела гранит-порфиров и сиенит-порфиров; 2) дайки и штоки пород среднего и основного состава; 3) крупные синорогенные интрузии гранитов и граносиенитов; 4) малые позднеорогенные тела гранит-порфиров, гранодиоритов и нордмаркитов.

¹ См. главу «Стратиграфия».

Субвулканические интрузии гранит-порфиров и сиенит-порфиров первой фазы. При описании эффузивов акитканской серии указывалось, что в нижних частях мощных покровов порфиров и ортофиров часто присутствуют полнокристаллические разновидности, соответствующие гранит-порфирам или сиенит-порфирам. Эти образования, обладающие микрогранитовой или гранофировой основной массой, настолько тесно связаны со стекловатыми или гемикристаллическими лавами, что в полевых условиях между ними нельзя провести резкой границы. В некоторых районах, например в бассейнах рек Верхней Ирели и Нижней Ирели, такие породы занимают обширные участки.

Во многих случаях гранит-порфиры (и сиенит-порфиры) образуют также небольшие купола, штоки, дайки и силлы, которые хотя и рвут вулканогенные отложения акитканской серии, но в то же время вместе с ними бывают дислоцированы и метаморфизованы. Такие тела, по-видимому, являются то подводными каналами покровов, то обычными приповерхностными интрузиями. Вместе с тем субвулканические гранитоиды по своим петрографическим особенностям почти не отличаются от аналогичных пород более поздних фаз ирельского комплекса.

Малые интрузии пород основного и среднего состава второй фазы. Породы этой фазы имеют ничтожно малое распространение. Они встречаются главным образом в зонах разломов среди вулканогенных толщ, слагая там дайки, силлы и небольшие штоки (до 40 м в поперечнике). Сильные вторичные преобразования затрудняют выяснение первичного состава этих пород. В большинстве случаев они представлены темно-зелеными метадиабазами или метагабброидами, реже измененными кварцевыми диоритами или габбро-диоритами. Упомянутые породы секут не только лавы, но и связанные с ними субвулканические гранит-порфиры. В то же время они находятся в виде ксенолитов среди синорогенных гранитов третьей фазы комплекса.

Синорогенные интрузии гранитоидов третьей фазы. Гранитоиды данной фазы, представленные преимущественно протокластическими граносиенитами и гранитами, а также очковыми гнейсо-гранитами, являются самыми распространенными породами ирельского комплекса. Они слагают вертикальные или крутонаклонные плутонические тела, вытянутые параллельно простиранию вулканогенных толщ акитканской серии. Размеры их колеблются в больших пределах; площадь отдельных массивов достигает 3000 км² (в Иркутской области), при этом они имеют резко удлиненную форму. Самый крупный на территории Бурятской АССР Даванский массив (в Байкальском хребте) имеет длину 150 км и ширину 12 км.

В крупных плутонах часто заметно зональное строение, которое выражается в развитии в краевых их частях протомилонитов и очковых гнейсо-гранитов, а в центральной части более слабо огнейсованных гранитов.

Массивы гранитов размещаются вдоль очень крупных разломов древнего заложения и, по всей вероятности, являются интрузиями трещинного типа, внедрившимися в тектонически активной обстановке, причем движения не закончились после их кристаллизации.

Гранитоиды обладают светло-розовым или серым цветом и заметно выраженной гнейсовидной или очковой текстурой, иногда порфировидной структурой. Структуры пород, обнаруживаемые под микроскопом, разнообразны из-за явлений протоклаза и наложенного катаклаза. Их можно охарактеризовать как протокластические и бластогранитовые. Иногда наблюдаются гранофировые или микропегматитовые прораста-

ния и совсем редко — гранит-порфировые структуры. В составе гранитов главную роль играют микроклин или микроклин-пертит (35—45%), плагиоклаз состава олигоклаза или альбит-олигоклаза (14—30%), кварц (20—32%), обыкновенная роговая обманка и биотит (суммарно 5—15%). Из аксессуарных минералов характерны сфен, апатит и ортит. При уменьшении количества кварца и увеличении роли цветных минералов породы переходят в граносиениты; иногда увеличение цветных в гранитах связано с появлением вторичного мелкочешуйчатого биотита.

Контактовое воздействие гранитов на вмещающие породы выражается в образовании узкой зоны (не более 100 м) мигматитов и широкой (до 2 км) зоны ороговикования. Мигматизированные порфиры приобретают полосчатую текстуру, обусловленную чередованием более темного биотитсодержащего субстрата и светлого инъекционного материала. Ороговикованные порфиры или песчаники аkitканской серии претерпевают перекристаллизацию и обогащаются зеленым биотитом, а иногда и амфиболом. В песчаниках констатирован также кордиерит. Там, где мигматиты отсутствуют, на контакте с гранитами в порфирах отмечается появление порфиробластов микроклина. В эндоконтактных зонах граниты часто переполнены ксенолитами измененных порфиров.

Позднеорогенные интрузии гранитоидов четвертой фазы, представленные гранит-порфирами, гранодиоритами, граносиенитами и сиенитами, слагают небольшие, иногда средней величины (до первого десятка километров в поперечнике) изометрические, реже дайковые тела, размещающиеся среди порфиров или гранитоидов третьей фазы, как правило, в зонах разломов.

Наиболее распространенные гранофировые гранит-порфиры представляют собой розовато-серые или лиловые породы, мелко- и среднезернистые, с порфировыми выделениями полевого шпата, очень напоминающие такие же образования из глубоких частей покровов порфиров. Под микроскопом в них обнаруживается порфировая структура с гранофировой основной массой. Порфировые выделения представлены альбитом (5—10% An) и калиевым полевым шпатом. В основной массе находится в гранофировом прорастании альбит, калиевый полевой шпат и кварц; кроме того, содержится немного биотита. В породе часто наблюдаются миаролитовые пустоты, выполненные хлоритом и эпидотом.

Гранодиориты характеризуются серым или розовато-серым цветом, массивным сложением, средней величиной зерна и слабо выраженной порфировидностью. Структура их гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав следующий: плагиоклаз (олигоклаз-андезин, часто зональный), микроклин, кварц, амфибол и пироксен типа диопсида; аксессуарные — апатит, сфен и циркон. Плагиоклаз часто эпидотизирован, а пироксен уралитизирован. В зонах катаклаза интенсивно проявлена хлоритизация.

Граносиениты и сиениты ассоциируют обычно с гранофировыми гранит-порфирами, на которые они внешне похожи. Структура их гипидиоморфнозернистая или гранитовая. Минеральный состав следующий: калиевый полевой шпат (35—65%), олигоклаз (10—25%), кварц (2—10%), амфибол и биотит (до 10%); аксессуарные и вторичные: сфен, циркон, гранат, апатит, флюорит, рудный, шахматный альбит.

В породах четвертой фазы протоклаз отсутствует, но они затронуты процессами катаклаза и милонитизации.

Гранитоиды ирельского комплекса по химическому составу похожи на порфиры аkitканской серии. Для них также характерно высокое содержание щелочей при близкой роли калия и натрия и заметное преобладание железа над магнием при общем повышенном содержании железа.

Тесная пространственная ассоциация эффузивных порфиров и гранитоидов ирельского комплекса, близость их минерального и химического состава, наличие среди тех и других пород сиенитового семейства и одинаковых в структурном отношении разновидностей (гранофиновые гранит-порфиры), сходная геологическая позиция (размещение вдоль зон разломов) — все это позволяет высказать предположение о существовании между ними генетической связи.

Металлогеническая специализация ирельского комплекса пока еще недостаточно выяснена. Известно только, что среди поля развития субвулканических гранит-порфиров и синорогенных гранитов в речных отложениях иногда находятся знаки касситерита. Следует еще упомянуть о небольших проявлениях флюоритовой минерализации, приуроченных к зонам дробления в вулканогенных породах и габброидах.

О возрасте ирельских гранитов можно судить по следующим данным: они прорывают породы акитканской серии, а на их размытой поверхности залегают конгломераты и кварциты голоуспенской свиты байкальского комплекса верхнего протерозоя (по р. Домугде, в хребте Аkitкан, на территории Иркутской области, пограничной с Бурятской АССР).

Витимский комплекс гранитоидов. В Средне-Витимской горной стране с вулканитами падринской серии среднего протерозоя ассоциируют разнообразные гранитоиды, впервые описанные А. К. Мейстером (1932) под названием «витимских гранитов».

Витимские гранитоиды слагают несколько небольших плутонов в бассейне р. Большой Падры и в верховьях кл. Осинового (приток р. Янгуда) и один сравнительно крупный Витимский массив (300 км²), пересекаемый р. Витимом в районе низовьев рек Янгуда и Талон. Большая часть интрузивных тел имеет изометрическую или слабо удлиненную форму и обладает крутыми контактовыми поверхностями. Внутреннее строение массивов изотропное; гнейсовые краевые фации отсутствуют. Контактное воздействие выражается исключительно в ороговении.

Породы комплекса сформировались в течение двух фаз, в первую внедрились кварцевые монцониты, гранодиориты, граносиениты и кварцевые диориты; во вторую — микропертитовые гранофиновые гранит-порфиры и граниты.

Гранитоиды первой фазы слагают основную часть массивов. По внешнему виду они трудноразличимы: обладают зеленовато-серым цветом, средней или крупной величиной зерна и массивным или такситовым (шлировым) сложением. Наиболее распространенные кварцевые монцониты и гранодиориты характеризуются монцонитовой структурой и состоят из плагиоклаза — андезина или олигоклаз-андезина — (50—60%), микроклин-пертита (15—25%, изредка до 30%), кварца (10—15%), амфибола или замещающего его хлорита (10—20%). Спорадически присутствуют диопсид и биотит. Акцессорными минералами являются апатит, титаномагнетит, сфен и циркон, вторичными — эпидот, хлорит, серицит, альбит и лейкоксен.

Кварцевые диориты отличаются от гранодиоритов главным образом более основным составом плагиоклаза (андезина), большим количеством микропертита и меньшим содержанием кварца. Вообще же им свойственно несколько более высокое отношение плагиоклаза к калиевому полевому шпату, чем для типичных кварцевых монцонитов, и поэтому, быть может, правильнее их называть кварцевыми монцодиоритами.

Кварцевые диориты и граносиениты встречаются преимущественно в краевых частях массивов и играют небольшую роль в составе комплекса.

Гранофировые гранит-порфиры и граниты второй фазы комплекса слагают малые тела типа штоков и даек. Они резко отличаются от пород первой фазы ярким малиново-красным или розовым цветом. По структурным особенностям и минеральному составу они очень похожи на аналогичные породы четвертой фазы ирельского комплекса.

Возраст витимского комплекса обосновывается тем, что слагающие его гранитоиды рвут и метаморфизуют осадочно-вулканогенные породы падринской серии среднего протерозоя, но сами содержатся в гальке конгломератов патомской серии верхнего протерозоя. Во многих местах на размытой поверхности Витимского массива лежат базальные конгломераты нижнего кембрия.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Так же как и более древние образования, верхнепротерозойские магматические (в том числе метасоматические) породы в разных структурно-фациальных поясах обладают многими специфическими особенностями состава и различаются условиями образования.

Миогеосинклиальный пояс байкалд. В пределах этого пояса выделяются довыренский комплекс основных и ультраосновных пород и мамско-оронский комплекс гранитов и пегматитов.

Довыренский комплекс основных и ультраосновных пород. Породами этого комплекса сложено несколько небольших массивов и большое число даек и пластовых залежей, размещающихся в зоне глубинных разломов древнего заложения, к которым в нижнем протерозое были приурочены офиолитовые интрузии муйского комплекса¹. На территории Бурятской АССР к довыренскому комплексу относятся породы, слагающие ряд интрузивных тел в Северном Прибайкалье, в том числе Довырен-Йокский сложнодифференцированный габбро-гипербазитовый массив.

Размеры подавляющего большинства массивов пород рассматриваемого комплекса очень невелики. Площадь их, как правило, не превышает 5 км², обычно же она измеряется сотнями квадратных метров; лишь площадь самого крупного из них — Довырен-Йокского массива — достигает 70 км². Дайки имеют мощность до 200 м, а пластовые залежи — до 450 м; по простиранию они прослеживаются иногда на несколько километров. Многие интрузивные тела вытянуты вдоль разрывов, которые обычно параллельны простиранию складчатых структур.

Довырен-Йокский массив расположен в верховьях р. Тыи, где он прорывает отложения сыннырской серии среднего протерозоя и делюнуранской подсерии верхнего протерозоя. В сложении массива принимают участие перидотиты, оливиниты, габброиды и диориты. Согласно данным Р. К. Чинакаева, различные типы пород приурочены к определенным полосам, параллельным простиранию массива, причем ультраосновные породы располагаются преимущественно вдоль его северо-западного края, габброиды локализируются в центральной части, а диориты прослеживаются около юго-восточного контакта, определяя тем самым асимметрично-зональное строение плутона.

Все породы, слагающие массив, связаны постепенными переходами; все же в единичных случаях отмечалось прорывание оливиновых габбро

¹ В верхнем протерозое эта зона присоединилась к миогеосинклиальному поясу (см. главу «Тектоника»).

диоритами и одних разновидностей оливинитов другими. Кроме того, оливиниты иногда образуют дайкообразные тела в габброидах. Многие породы, особенно габброиды, обладают первичномагматической полосчатостью, которая большей частью имеет очень крутое падение и северо-восточное простирание, совпадающее с вытянутостью массива.

Контактное воздействие интрузий довыренского комплекса (в том числе и Довырен-Йокского массива) сравнительно слабое и выражается в ороговикании вмещающих пород и образовании в узкой зоне экзоконтакта актинолита, эпидота, хлорита, а иногда и вкрапленности сульфидов.

Ультраосновные породы имеют в составе комплекса сравнительно малое значение и, кроме Довырен-Йокского массива, известны всего лишь в нескольких небольших телах.

Оливиниты обладают панидиоморфнозернистой структурой и состоят в основном из оливина (65—95%) и развивающегося по нему серпентина (10—25%); иногда присутствуют в небольшом количестве (до 10%) моноклинный пироксен и биотит. В виде примеси находятся магнетит, пирротин, пирит, халькопирит и хромит. В некоторых разновидностях оливинитов, обычно сильно серпентинизированных, встречается сосюритизированный плагиоклаз.

Перидотиты характеризуются панидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой структурой. Минеральный состав следующий: оливин (35—60%), серпентин (10—20%), моноклинный пироксен типа диаллага (25—35%), плагиоклаз — лабрадор (до 15%), биотит (5—15%), роговая обманка, сосюритовые продукты, магнетит, хромит и сульфиды. Как видно, довыренские перидотиты отличаются повышенным для этих пород содержанием плагиоклаза и пироксена и, следовательно, приближаются к богатым оливином габбро и троктолитам.

Среди габброидов, наиболее распространенных в составе комплекса, можно выделить породы, отвечающие оливиновым габбро, троктолитам, диаллаговым габбро, габбро-норитам и габбро-диабазам. Первые четыре названные породы встречаются преимущественно в Довырен-Йокском массиве, а последние слагают многочисленные дайки и силлы как в окрестностях этого плутона, так и во многих других местах.

Оливиновые габбро и троктолиты обладают полосчатой текстурой и габбровой, участками келифитовой структурой. Главными породообразующими минералами являются оливин, моноклинный пироксен типа диаллага или авгита и плагиоклаз состава лабрадора. Содержание их в разных участках сильно колеблется. В качестве примеси находятся магнетит (титаномангнетит?), сфен, апатит и изредка сульфиды.

Диаллаговые габбро состоят в основном из призматических кристаллов моноклинного пироксена с диаллаговой отделимостью, в промежутках между которыми находятся зерна сосюритизированного плагиоклаза. Аксессуарные минералы — магнетит и сульфиды.

Габбро-нориты характеризуются очень хорошо выраженной первичной расслоенностью и габбровой структурой. Пироксены представлены авгитом, диаллагом и бронзитом, плагиоклаз — сосюритизированным лабрадором, аксессуарные минералы — магнетитом, сульфидами и апатитом. Содержание плагиоклаза изменяется в разных прослойках от 45 до 75%.

Габбро-диабазы обладают габбро-диабазовой или габбро-офитовой структурой, в той или иной мере замаскированной вторичными преобразованиями автотематоморфного и метаморфического характера. В основном они образованы сосюритизированным плагиоклазом (40—60%) и роговой обманкой (20—40%). Кроме того, в них постоянно присутствуют различные вторичные продукты.

Диориты и габбро-диориты, встречающиеся только в Довырен-Йокском массиве, по внешнему виду напоминают лейкократовые разновидности габброидов, с которыми они ассоциируют, но под микроскопом видно, что они отличаются гипидиоморфнозернистой структурой, более кислым составом плагиоклаза (андезин или андезин-лабрадор) и небольшим количеством кварца. Из цветных минералов присутствуют главным образом моноклинный пироксен, а иногда роговая обманка и биотит.

Данные о химическом составе большинства габброидных пород комплекса отсутствуют. Серпентинизированные перидотиты из Довырен-Йокского массива характеризуются относительно высоким содержанием железа, вследствие чего молекулярное отношение Mg к Fe в них не превышает 4,3 (2,3—4,3). Согласно Г. Хессу, такое отношение характерно для ультраосновных пород, возникших в результате дифференциации габбро-базальтовой магмы.

С породами Довырен-Йокского массива связаны проявления медно-никелевой минерализации. Оруденение приурочено к перидотитам, залегающим вдоль северо-западной окраины массива, и представлено сингенетической вкрапленностью сульфидов (пирротина, халькопирита, пентландита и др.) и эпигенетическими гнездообразными, брекчиевидными или прожилково-вкрапленными рудами в зонах дробления среди перидотитов. Считается, что сингенетические руды возникли в результате ликвации магматического расплава и одновременной отсадки сульфидных выделений под влиянием силы тяжести к лежащему боку интрузии. Эпигенетические руды возникли в постмагматическую стадию формирования интрузии при большом участии постмагматических процессов.

Положение пород довыренского комплекса среди других образований определяется достаточно четко. Нижняя их возрастная граница устанавливается на основании прорывания ими отложений патомской серии (делюн-уранской подсерии) верхнего протерозоя. Верхний возрастной предел определяется на основании присутствия в базальных конгломератах кембрия галек габброидов и диоритов, характерных для Довырен-Йокского массива и обнажающихся вблизи его северо-восточной окраины (по данным М. М. Мануйловой). Поскольку породы комплекса внедрились скорее всего до складчатости (ибо многие габбро-диабазовые sillы смяты в складки вместе с вмещающими породами), можно полагать, что они имеют более древний возраст по сравнению с синорогенными гранитоидами мамско-оронского комплекса.

Породы довыренского комплекса прежде ошибочно объединялись со сходными и размещающимися в той же зоне глубинных разломов породами офиолитовых интрузий муйского комплекса нижнего протерозоя. Самостоятельность этих комплексов очевидна, так как древние габброиды и связанные с ними породы трансгрессивно перекрываются отложениями патомской серии, тогда как довыренские габброиды рвут эти отложения. Кроме того, муйские габброиды и гипербазиты метаморфизованы значительно сильнее, чем породы рассматриваемого комплекса. В отличие от довыренских габброидов и гипербазитов они постоянно секутся гнейсовидными плагиогранитами, которые трансгрессивно перекрываются среднепротерозойскими отложениями. Имеются существенные различия и в составе пород обоих комплексов. В частности, для гипербазитов муйского комплекса характерны магнезиальные гарцбургиты (и апогарцбургитовые серпентиниты), а для довыренского комплекса — богатые железом перидотиты, оливиниты и троктолиты.

Мамско-оронский комплекс гранитов и пегматитов. Данный комплекс, представленный биотитовыми, реже мусковитовыми и двуслюдя-

ными гранитами или гнейсо-гранитами, а также пегматоидными гранитами и пегматитами, развит преимущественно на территории Иркутской области. В пределах же Бурятской АССР он занимает только небольшие участки в верховьях рек Мини и Чай и в Северо-Западном Прибайкалье, где представлен главным образом пегматитами, слагающими согласные и секущие жилы, штоки, линзы и сложные инъекции в породах нижнего, среднего и верхнего протерозоя. Особенно много пегматитов в гнейсах чуйской толщи.

Среди пегматитов выделяется большое количество различных структурных разновидностей (блоковые, графические, аплитовые и др.), нередко присутствующих в одной и той же жиле. Кроме того, существуют самые постепенные переходы от пегматитов к гранит-пегматитам и гнейсо-гранитам. Главные породообразующие минералы пегматитов и гранит-пегматитов следующие: микроклин-пертит, плагиоклаз (от альбит-олигоклаза до андезина), кварц, мусковит и биотит. В среднем полевые шпаты составляют 70—75%, кварц 20—25%, а слюды 0,3—3%; количественные отношения микроклина и плагиоклаза сильно варьируют. В качестве акцессорных обычно присутствуют гранат, магнетит, апатит, монацит, циркон, дистен, сфен, ортит, турмалин, реже берилл и некоторые другие минералы.

Как показали исследования Д. А. Великославинского и Ю. М. Соколова, пегматиты являются изофациальными с метаморфическими толщами образованиями и возникли в результате селективного выплавления кварцево-полевошпатового материала из вмещающих пород при прогрессивном этапе метаморфизма в пределах амфиболитовой фации метаморфизма. В регрессивный этап первичный пегматитовый материал перерабатывался в процессе собирательной кристаллизации в крупнокристаллические разновидности пегматитов. В этот же этап формировались метасоматический мусковит и мусковит кварцево-мусковитового комплекса (Соколов, 1960).

Возраст гранитоидов мамско-оронского комплекса определяется на основании следующих данных. Они прорывают отложения патомской серии верхнего протерозоя, но в то же время вблизи крупных плутонов этих гранитов, сопровождаемых широкими полями мигматитов, в районе Среднего Витима находятся фаунистически охарактеризованные отложения кембрия, которые представлены очень слабо измененными или совсем не метаморфизованными осадочными толщами (часто красноцветными), образовавшимися в конце геосинклинального этапа развития региона. В гальке кембрийских конгломератов иногда находятся граниты, напоминающие некоторые породы рассматриваемого комплекса. Многочисленные определения абсолютного возраста гранитов и пегматитов при помощи аргонового метода (по слюдам, полевым шпатам и валовым пробам) дают значения в пределах от 242 до 390 млн. лет. Однако эти значения скорее всего указывают лишь на верхний возрастной предел комплекса.

Эвгеосинклинальный пояс байкалид. Во внутренних районах Байкальской горной области, которые в верхнем протерозое относились к эвгеосинклинальному поясу и примыкавшей к нему с севера и запада зоне Байкало-Витимского поднятия, развиты четыре комплекса пород: 1) вулканогенный; 2) икатский; 3) катерский; 4) баргузинский.

Комплекс эффузивов диабазо-порфировой формации. Вулканические породы присутствуют почти во всех верхнепротерозойских метаморфических сериях эвгеосинклинального пояса. Имеют они и в одно-возрастных отложениях патомской серии миогесинклинального пояса, но только вблизи зоны глубинных разломов, разделяющих оба эти гео-

синклинальных пояса. Однако по сравнению с эвгеосинклинальными осадочно-вулканогенными отложениями нижнего протерозоя (муйская серия) роль их невелика, к тому же количество лав резко уменьшается кверху разреза и по мере удаления от зоны глубинных разломов.

Эффузивы в составе рассматриваемого комплекса очень разнообразны, но более всего развиты диабазы, порфириты, порфиры и альбитофиры. Многие эти образования напоминают породы ранней спилито-кератофировой формации нижнего протерозоя. Отличие состоит главным образом в присутствии среди них большого количества порфиров (в той или иной мере альбитизированных) и относительно малого количества спилитов и типичных кератофиров.

Судя по постоянному переслаиванию вулканитов с морскими осадками, излияния лав происходили в подводных условиях.

Икатский комплекс габброидов. Различные габброиды, входящие в состав комплекса, имеют небольшое распространение. Встречаются они во многих районах эвгеосинклинального пояса, где слагают небольшие удлиненные или изометричные массивы, дайки и пластовые залежи.

В Ангаро-Бургузинской горной стране развиты преимущественно габбро-диабазы и диабазы, а также габбро, габбро-нориты и габбро-диориты. На Витимском плоскогорье и в Икатском хребте, по данным В. П. Руднева и М. А. Гладышева, более широко представлены габбро-диориты, диориты и монцониты.

Габбро-диабазы и диабазы чаще всего образуют самостоятельные тела, но иногда находятся в краевых частях габбровых массивов. По внешнему виду, степени изменения и минеральному составу они очень похожи на аналогичные породы довыренского комплекса, с тем только отличием, что в них присутствует в значительном количестве ильменит и иногда встречаются реликты титан-авгита. Кроме того, в составе икатского комплекса известны кварцевые и микропегматитовые разновидности этих пород.

Габбро, габбро-нориты, габбро-диориты и диориты нередко встречаются совместно в одних и тех же массивах. Внешне они мало отличаются друг от друга и часто связаны между собой гаммой пород промежуточного состава. Неметаморфизованные и слабо метаморфизованные породы обладают массивным сложением и отчетливо выраженной габбровой структурой. Однако довольно часто встречаются рассланцованные или милонитизированные метагабброиды, первоначальная структура которых сильно изменена катаклазом и перекристаллизацией. Главными породообразующими минералами во всех этих породах являются сосюритизированный плагиоклаз (лабрадор в габбро и андезит в диоритах), зеленая роговая обманка и моноклинный пироксен (диопсид-геденбергит, реже авгит или титан-авгит). В габбро-норитах присутствует еще бронзит и изредка оливин. В габбро-диоритах и диоритах спорадически и в небольшом количестве (до 8%) находится кварц. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, титаномagnetитом и ильменитом. Постоянно присутствует много вторичных минералов: уралитовой роговой обманки, хлорита, эпидота, цоизита, серицита, карбоната и лейкоксена.

В. П. Руднев относит к икатскому комплексу также монцониты, слагающие совместно с диоритами в Икатском хребте Джелаунский массив. Монцониты (или монцодиориты) этого массива состоят из плагиоклаза — андезина (40%), калиевого полевого шпата (25%), биотита (15%), клинопироксена (10%), рудного минерала (2%) и примеси апатита. В некоторых монцонитах встречаются редкие зерна оливина. Следует отметить, что породы близкого состава очень характерны для нижнепалеозойского (витимканского) комплекса, однако в данном слу-

чае они к нему относиться не могут, поскольку Джелаунский массив прорывает известняки верхнего протерозоя, а слагающие его породы в изобилии встречаются в составе галек конгломератов буруиндинской свиты кембрия, развитой вблизи массива.

Возраст икатского комплекса определяется на основании следующих данных. Габброиды прорывают отложения верхнего протерозоя, вместе с ними участвуют в складчатости и в одинаковой степени метаморфизованы. С другой стороны, они секутся гранитами баргузинского комплекса и часто находятся в них в виде ксенолитов. Наконец, в базальных конгломератах кембрия присутствует галька всех без исключения пород комплекса.

Таким образом, икатский комплекс синхроничен довыренскому комплексу миогеосинклиналичного пояса. Однако между ними существуют заметные отличия. Интрузии довыренского комплекса размещаются в зоне глубинных разломов, тогда как для интрузий икатского комплекса такого структурного контроля не наблюдается. Дифференциация внутри массивов икатского комплекса выражена очень слабо и имеет шпировый характер; такие прекрасно расслоенные плутоны, как Довырен-Юокский, среди них отсутствуют. В составе икатского комплекса нет ультраосновных пород, зато, напротив, очень характерны габбро-диориты и диориты, а местами даже монцитоны. Кварцевые и микропегматитовые диабазы присутствуют, по-видимому, только в икатском комплексе. Медно-никелевые проявления в эвгеосинклиналичном поясе неизвестны. С икатскими габброидами связаны лишь слабые признаки никель-кобальтового оруденения в Ангаро-Баргузинской горной стране и аллювиальные россыпи ильменита в бассейне верховьев Витима.

Катерский комплекс порфиров и гранит-порфиров. К данному комплексу относятся сильно измененные альбитизированные и березитизированные порфиры и гранит-порфиры, слагающие дайки в осадочно-вулканогенных толщах верхнего протерозоя. Больше всего они распространены в Ангаро-Баргузинской горной стране и в Южно-Муйском хребте.

Чаще дайки порфиров встречаются группами и роями в несколько десятков и даже сотен тел. Дайки имеют сложную форму и обычно изогнуты в складки вместе с вмещающими породами. Наряду с секущими крутыми дайками встречаются пологопадающие и пластовые тела. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 20 м (чаще 0,3—0,8 м). Боковые породы вблизи даек порфиров бывают сильно пиритизированы, а иногда еще серицитизированы, окварцованы и карбонатизированы.

Внешне порфиры и гранит-порфиры представлены светлыми, почти белыми, мелкозернистыми, обычно рассланцованными породами с кубиками пирита. В наиболее измененных разновидностях под микроскопом видна порфиновая структура с микрогранитовой или фельзитовой основной массой. Фенокристы образованы альбитом или альбитом и кварцем: основная масса состоит из тех же минералов, а также серицита и карбоната. В березитизированных породах количество вторичных минералов настолько велико, что первоначальная структура становится малозаметной. Главными минералами этих пород являются: альбит, серицит (мусковит), кварц, карбонаты (кальцит, анкерит или сидерит) и пирит (до 20%). Процессы альбитизации и березитизации имеют автометаморфный характер.

В зонах контактового воздействия гранитов березиты метаморфизуются и переходят в своеобразные породы, состоящие из гранобластового агрегата кварца, цоизита, карбоната, мусковита, клинохлора и пирротина. Некоторые сильно метаморфизованные березиты содержат биотит, гранат и плагиоклаз (олигоклаз).

С березитизированными порфирами в некоторых районах парагенетически связано золотое оруденение в зонах сульфидной вкрапленности среди метаморфических пород.

Возраст порфиров катерского комплекса определяется тем, что они прорывают отложения верхнего протерозоя, но сами метаморфизуются гранитами баргузинского комплекса. Соотношение их с габброидами икатского комплекса не установлено. По своему составу, времени внедрения и металлогенической специализации рассматриваемые породы характерны для так называемой предбатолитовой дайковой формации гранит-порфиров, свойственной, по Ю. А. Билибину (1947), средним этапам развития многих геосинклинальных систем разного возраста.

Баргузинский комплекс гранитов. Граниты баргузинского комплекса занимают большую часть территории эвгеосинклинального пояса, слагая гигантский плутонический ареал, который можно рассматривать как единый массив с многочисленными провесами кровли и сопровождающими его сателлитами. Площадь этого ареал-плутона, называемого иногда Ангаро-Витимским батолитом, порядка 120 тыс. км². Действительные его размеры, по-видимому, еще более грандиозны, так как на юге и востоке он в значительной мере поглощен интрузиями нижнепалеозойских гранитов, но даже в своих современных размерах он превосходит самые крупные плутоны мира¹.

Батолит располагается почти полностью в пределах эвгеосинклинального пояса, причем его северные контуры (внешние) грубо параллельны зоне Байкало-Витимского поднятия. Очертания его в плане очень сложные. Это обусловлено не только изрезанностью границ, но и тем, что внутри него заключены различной формы и величины (до первых тысяч квадратных километров) участки вмещающих пород и небольшие тела более молодых гранитов.

Вдоль северо-западной границы, располагающейся в Ангаро-Баргузинской горной стране, батолит очень полого погружается на северо-запад под породы рамы. На западе и северо-востоке его поверхность наклонена под сравнительно крутым углом (50—80°). В общем, можно сказать, что для Ангаро-Витимского батолита характерна неправильная, расширяющаяся книзу форма, а его кровля изобилует провесами и выступами.

Обращает на себя внимание поразительная приспособленность складчатой структуры рамы к форме батолита. Хотя контакты гранитов с вмещающими породами в каждом отдельно взятом участке, как правило, дискордантны, тем не менее в целом замечается большое совпадение простирания границ батолита с ориентировкой складок метаморфических толщ. Вмещающие породы скло батолита обычно наклонены в сторону, противоположную выходам гранитов, или, иначе говоря, в направлении погружения контактовой поверхности плутона. Благодаря этому граниты приурочиваются к антиклинориям или к областям кульминации осей складок.

На большей части площади батолита развиты массивные (изотропные) граниты. Гнейсовые текстурные фации хорошо выражены главным образом на его периферии, а также вблизи кровли или вообще на участках пологого залегания контакта. Однако местами они, напротив, бывают приурочены к самым глубоким сечениям плутона, где, по-види-

¹ Представления о полной однородности и одновозрастности всех частей Ангаро-Витимского батолита, вполне правомерные при современной изученности северных районов Бурятии и существующих методиках расчленения гранитов, разделяются не всеми исследователями. Нельзя категорически отрицать, что при дегализации и совершенствовании будущих исследований Ангаро-Витимский батолит окажется не ареал-плутоном, а сложным телом, состоящим из разновозрастных частей. — *Прим. ред.*

тому, вскрываются его мигматитовые корни. В большинстве случаев кристаллизационная сланцеватость располагается параллельно контакту, и, следовательно, батолит в целом может быть отнесен к типу конформных плутонов.

По характерной ассоциации, структурно-текстурным признакам и отчасти по минеральному составу граниты Ангаро-Витимского батолита могут быть разделены на две группы. К первой группе принадлежат гнейсовидные, реже массивные двуслюдяные граниты и связанные с ними лейкократовые и пегматоидные разновидности, ко второй—преимущественно массивные равномернозернистые и порфириовидные граниты, реже амфиболово-биотитовые граниты и гранодиориты. Раньше считалось, что граниты этих групп относятся к разным фазам комплекса, однако, как указывалось, новые исследования показали, что между ними существуют постепенные переходы, а наблюдаемые в отдельных случаях интрузивные взаимоотношения имеют локальное значение и обусловлены пульсационным характером их формирования и размещения.

Граниты первой группы обычно тяготеют к краевым и прикровлевым частям батолита. В них часто можно встретить небулитовые включения гнейсового субстрата и реликтовые (теневые) структуры. Обычно они окаймляются весьма широкими (до 20 км) ореолами кристаллических сланцев и сопровождаются жильными пегматитами. Однако с ними никогда не бывают связаны большие поля пегматитовых инъекций (как в синхроничном мамско-оронском комплексе миегеосинклинального пояса), а проявления мигматизации ограничены узкой зоной экзоконтакта. Часто создается впечатление постепенного перехода от гранитов к вмещающим породам, так как граниты в приконтактной зоне бывают сильно гнейсированы, а кристаллические сланцы фельдшпатизированы. Ореолы измененных пород вокруг гранитов первой группы сливаются настолько незаметно с зонами регионального метаморфизма, что подчас их невозможно разграничить.

Самые распространенные породы первой группы—двуслюдяные граниты—обладают светло-серым цветом, иногда со слабым розоватым оттенком, мелко- или среднезернистым сложением и в той или иной мере выраженной гнейсовидной текстурой; некоторые разновидности почти массивны. Структура гранитовая, аллотриоморфнозернистая или же гранобластовая, с признаками замещения одного минерала другим. Для многих гранитов типичны явления протоклаза.

Главными пороодообразующими минералами являются микроклин (40—45%), плагиоклаз—альбит-олигоклаз (25—30%), кварц (20%), биотит (3—5%), мусковит (0—3%), акцессорные—ортит, монацит, магнетит, апатит, сфен и циркон, иногда рутил и турмалин.

Пегматоидные мусковитовые граниты и пегматиты встречаются в виде неправильных и нерезко обособленных участков или жил среди двуслюдяных гранитов, а также во вмещающих породах, преимущественно в прикровлевой части батолита. Эти крупнокристаллические лейкократовые породы обладают аллотриоморфнозернистой, иногда графической или субграфической структурой и состоят в основном из микроклина, плагиоклаза (альбита или альбит-олигоклаза), кварца, мусковита и граната. В качестве примеси присутствуют биотит, магнетит, монацит, рутил, апатит, изредка сфен и берилл. В аллювиальных россыпях вблизи выходов пегматоидных гранитов встречаются фергусонит, колумбит и другие минералы.

Граниты второй группы развиты главным образом в центральной и северо-восточной частях массива и, кроме того, слагают отдельные купола или штоки в его окрестностях. Контакты с боковыми породами

всегда резкие, секущие и большей частью крутые. Гнейсовидность отсутствует или выражена очень слабо вблизи контакта. В редких случаях наблюдается ориентировка порфировых выделений полевого шпата, обусловленная скорее всего течением магмы (трахитоидность). В апикальных частях куполов иногда хорошо проявлены первичные трещины отдельности, преимущественно пологие, параллельные плоскости контакта. Граниты окаймляются не слишком широкими (не более 4 км) зонами кристаллических сланцев и роговиков; мигматиты отсутствуют.

Для данной группы очень характерны светло-серые или розовато-серые среднезернистые обычно массивные биотитовые граниты. Структура их чаще всего гипидиоморфнозернистая или гранитовая. Главные породообразующие минералы: микроклин (35—42%), плагиоклаз — олигоклаз (20—28%), кварц (22—33%), биотит (5—10%). Спорадически встречаются мусковит и обыкновенная зеленая роговая обманка. Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом, апатитом, цирконом, магнетитом и изредка монацитом.

С описанными гранитами связаны постепенными переходами порфировидные граниты. Порфировые выделения, сложенные микроклином или плагиоклазом, чаще всего имеют размеры от 1,5 до 3 см в поперечнике. Преобладают нормальные биотитовые граниты, реже встречаются амфиболово-биотитовые граниты или гранодиориты. Количественные отношения породообразующих минералов, особенно калиевого и известково-натрового полевых шпатов, в них сильно варьируют. Микроскопические наблюдения убедительно показывают, что порфировые выделения образовались в последнюю стадию кристаллизации гранита из остаточного расплава, обогащенного щелочами (главным образом кали).

Жильные образования, связанные с гранитами второй группы, имеют незначительное распространение и представлены главным образом аплитами. Возможно, что к ним относятся также некоторые дайки лампрофиров.

По химизму граниты обеих групп ничем существенно не различаются. Среди тех и других имеются разновидности, пересыщенные глиноземом, и нормального ряда, богатые и умеренно богатые щелочами, а также породы с различным содержанием фемических компонентов. Средний состав баргузинских гранитов весьма близок к составу мирового гранита Р. Дэли.

Несколько особняком стоят гранитоиды, развитые в сопредельной с эвгеосинклинальным поясом зоне Байкало-Витимского поднятия, в которой ими сложен огромный Чивыркуйский массив, занимающий большую часть Баргузинского хребта и значительный участок на западе Верхне-Ангарского хребта. Массив этот имеет удлиненную форму и вытянут в северо-северо-восточном направлении параллельно простиранию вмещающих толщ. Размеры его очень велики: длина около 350 км, ширина от 15 до 75 км, площадь примерно 9000 км².

Чивыркуйский массив располагается на стыке Байкало-Витимского поднятия и эвгеосинклинального пояса. На западе (западе-северо-западе) он граничит с архейским комплексом Байкальской глыбы и с нижнепротерозойскими образованиями Северо-Байкальского нагорья, а на востоке (востоке-северо-востоке) — с отложениями катерской серии верхнего протерозоя и частично с гранитами Ангаро-Витимского батолита. Таким образом, данный массив относится к категории пограничных плутонов, разделяющих различные геологические комплексы. По всей вероятности, его размещение контролировалось крупными разломами, проходившими вдоль восточного края Байкальской глыбы. Контакты мас-

сива с метаморфическими толщами сравнительно прямые, крутые и секущие.

В сложении Чивыркуйского массива, судя по материалам Б. А. Аверьянова, А. В. Колесникова, З. М. Анисимовой, В. Г. Беличенко и др., главное значение имеют порфировидные биотитово-амфиболовые и амфиболово-биотитовые граниты, иногда переходящие в граносиениты и гранодиориты; реже встречаются биотитовые и амфиболовые граниты, а также амфиболовые и амфиболово-пироксеновые граниты или граносиениты.

Многие биотитовые и амфиболово-биотитовые граниты похожи на такие же породы второй группы Ангаро-Витимского батолита. Вместе с тем они очень напоминают верхнепротерозойские гранитоиды тельмамского комплекса, развитые на севере Средне-Витимской горной страны (в Иркутской области), для которых как раз очень типичны биотитово-амфиболовые и амфиболово-пироксеновые граниты и граносиениты. Возможно, что Чивыркуйский массив правильнее относить именно к этому комплексу.

Биотитово-амфиболовые и амфиболово-биотитовые граниты обладают серым цветом, среднезернистым сложением и часто хорошо выраженной порфировидной структурой. Текстура массивная и изредка трахитоидная (обусловленная ориентированным расположением полевых шпатов и кварца, а иногда и цветных минералов). Структура основной массы гипидиоморфнозернистая. Главные породообразующие минералы: микроклин (38—40%), плагиоклаз — зонарный олигоклаз или олигоклаз-андезин (30—39%), кварц (21—24%), зеленая или синевато-зеленая роговая обманка с повышенными содержаниями железа (0,2—4%), биотит (0,6—1,2%). В качестве примесей присутствуют апатит, сфен, ортит и рудный минерал.

Амфиболовые и амфиболово-пироксеновые граниты и граносиениты макроскопически совершенно неотличимы друг от друга и весьма похожи на биотитово-амфиболовые граниты. Минеральный состав их следующий: микроклин (36—47%), плагиоклаз — олигоклаз-андезин (25—40%), кварц (8—15, изредка до 20%), роговая обманка (2—5%), пироксен (0—14%). Акцессорные минералы те же, что и в биотитово-амфиболовых гранитах. Пироксен обычно представлен диопсид-геденберgitом. Изредка вместе с ним присутствует полущелочной пироксен ряда эгирин-диопсида и голубовато-зеленый полущелочной амфибол.

Месторождения полезных ископаемых в связи с баргузинскими гранитоидами неизвестны. Проявления мусковита в пегматитах имеют небольшие масштабы и при этом слюда в них обычно низкого качества. Встречающиеся в некоторых пегматитах признаки редкометального оруденения (молибденит, колумбит, фергусонит) представляют чисто минералогический интерес.

Возраст баргузинского комплекса устанавливается на основании следующих данных. Слагающие его гранитоиды моложе всех известных докембрийских образований. Они рвут отложения верхнего протерозоя и габброиды икатского комплекса и метаморфизуют гранит-порфиры катерского комплекса, а также связанные с ними гидротермально измененные породы. Вместе с тем баргузинские граниты древнее палеозоя, поскольку они находятся в составе обломочного материала базальных конгломератов нижнего кембрия. В частности, они встречены в гальке конгломератов турикской свиты бассейна р. Катеры (Л. И. Салоп), нижней дулешминской свиты Южно-Муйского хребта (Л. И. Салоп, Д. Жалсабон), бурундинской свиты Икатского хребта (П. М. Хренов, В. П. Руднев, М. А. Гладышев) и татауровской свиты низовьев р. Селенги (Л. И. Салоп).

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА
В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ

Палеозойский магматизм Восточного Саяна изучен недостаточно, но значительно полнее докембрийского. Его проявления многообразны и многочисленны, особенно в западной части рассматриваемой площади. В настоящее время вполне достоверны лишь нижнепалеозойские (каледонские) магматические проявления. Средне- и верхнепалеозойские магматические горные породы в Восточном Саяне не установлены, они условно выделяются некоторыми исследователями. Существуют различные точки зрения на значение каледонского магматического этапа в истории геологического развития Восточного Саяна. С. В. Обручев, М. Л. Лурье, Д. В. Титов и др. допускают, что палеозойские отложения распространены в нагорье очень широко, и придают каледонскому магматизму исключительно важное значение. Н. А. Флоренсов, П. М. Хрещов и др. считают, что нижнепалеозойские магматические процессы здесь имели скромные масштабы. Причина этих разногласий заключается в недостаточном точном знании стратиграфии осадочных толщ, вмещающих магматические тела.

На существование каледонских магматических горных пород указывалось давно. Ф. А. Головачев, П. И. Налетов и др. отмечали несколько типов гранитов и интрузию габбро-перидотитов, рвущих кембрийские (?) отложения.

В 1946 г. Д. В. Титов окончательно решил вопрос о присутствии в Восточном Саяне кембрийских отложений. Им в бассейне р. Сархоя впервые описана интрузия розовых биотитовых гранитов, пересекающих кембрийские известняки боксонской свиты, с фауной археоциат. Тем самым под концепцию восточносаянских каледонид была подведена прочная фактическая база.

Позднее М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1952б), обобщив весь ранее собранный фактический материал, предложили первую рабочую схему каледонского магматизма. Они выделили четыре разновозрастные магматические фазы: 1) ультраосновные интрузивные породы; 2) кислые породы; 3) эффузивы, гипабиссальные диабазы и габбро-диабазы; 4) граносиениты и сиениты. Эти фазы отнесены ими к силуру и нижнему девону. В специальной статье М. Л. Лурье (1952а) подытожена опубликованная литература по каледонскому магматизму Восточного Саяна.

В период с 1954 по 1959 г. изучение каледонского магматизма Восточного Саяна значительно продвинулось. Так, работами Д. В. Титова, Н. С. Ильиной, Ф. К. Волколакова и В. П. Арсентьева здесь установлены следующие комплексы каледонского цикла (от древних к молодому): 1) эффузивный комплекс порфиров и порфиритов сархойской свиты; 2) интрузии основных пород; 3) интрузии гранитоидов; 4) интрузии щелочных пород.

Эффузивный комплекс занимает второстепенное место среди прочих нижнепалеозойских магматических пород на юге Восточного Саяна; они распространены главным образом в юго-западной части района, в верховьях рек Саган-Гола, Сархоя и Диби. Отличаясь большим петрографическим разнообразием, эффузивы быстро изменяются и на небольшом расстоянии незаметно переходят из одной разновидности в другую. Выделены кварцевые порфиры, плагиопорфиры, кератофиры, ортофиры и порфириты. Все они часто переслаиваются между собой и образуют пластовые тела среди осадочных пород сархойской свиты нижнего кембрия, сопровождаясь значительными массами пирокластов.

Встречаются также тела с секущими контактами. По исключительной приуроченности эффузивов к сархойской свите их возраст определяется как нижнекембрийский.

Кварцевые порфиры, плагиопорфиры, ортофиры и кератофиры макроскопически трудно различимы. Все они характеризуются неравномерной малиново-красной или буровато-красной окраской, очень плотные, массивные, реже рассланцованы. При ударе молотком звенят и раскалываются на остроугольные обломки с раковистым изломом. Основная масса всех порфировых пород имеет скрытокристаллическую структуру, на фоне которой заметны редкие вкрапленники.

Кварцевые порфиры имеют фельзитовую, реже микролитовую структуру основной массы, в составе которой различимы кварц, полевой шпат, изредка биотит. Вкрапленники (0,2—0,4 см) представлены оплавленными и корродированными зернами кварца, в меньшем количестве призматическими кристаллами плагиоклаза и единичными чешуйками биотита. Общий объем порфировых выделений не превышает 40%. Характерно интенсивное развитие вторичных минералов, вплоть до полного замещения породообразующих. В большинстве случаев плагиоклазы замещены альбитом, серицитом или хлоритом; калиевый полевой шпат, участвующий только в составе основной массы, пелитизацией почти нацело превращен в бурое непрозрачное вещество.

Плагиопорфиры, ортофиры и кератофиры отличаются от кварцевых порфиров лишь составом фенокристаллов. В первых присутствует исключительно плагиоклаз ряда олигоклаз-андезина, во вторых — ортоклаз, в третьих — щелочной полевой шпат, преимущественно альбит. Типичны оплавленные и корродированные очертания порфировых выделений.

Порфириты, играющие в составе эффузивной толщи подчиненную роль по сравнению с порфирами, представляют собой довольно однообразные породы порфирового строения, серой и зеленовато-серой окраски, плотные, массивные. Среди них выделяются как кислые, так и основные разновидности: диоритовые, дацитовые, плагиоклазовые, пироксеновые и диабазовые порфириты. Макроскопически все эти типы неотличимы, за исключением диабазовых порфиритов с их редкими порфировыми выделениями и зеленой окраской основной массы. Все разновидности переходят друг в друга, а также в туфы и туфобрекчии, причем в последнем случае переход настолько постепенен, что даже в шлифах трудно определить, является ли порода эффузивом с примесью туфогенного материала или просто туфом.

Для всего комплекса порфиритов характерны порфировые выделения размером от 0,2 до 3,5 мм, порфировая структура и часто наблюдаемая флюидальная текстура. Структура основной массы фельзитовая, пилотаксовая, гиалопилитовая, офитовая, витрофировая. Подобно порфирам, порфириты очень сильно изменены, местами до полного замещения первичных минералов вторичными: полевые шпаты пелитизированы, серицитизированы и хлоритизированы, а цветные минералы замещены хлоритом, кальцитом, эпидотом и гидроокислами железа. Среди порфировых выделений встречаются плагиоклаз, пироксен, калиевый полевой шпат, амфибол и биотит.

В диоритовых порфиритах вкрапленники представлены относительно свежими фенокристами плагиоклаза. Основная масса этих пород микрогипидиоморфнозернистая, состоит из плагиоклаза, цветных минералов и продуктов их разложения.

Дацитовые порфириты характеризуются присутствием фенокристаллов альбитизированного плагиоклаза, в большинстве случаев замещенного вторичными минералами, изредка отмечаются порфировые

выделения пироксена. Основная масса состоит из полевого шпата, цветного минерала, продуктов их разложения и имеет фельзитовую или гналопилитовую структуру. Плагноклазовые порфириды отличаются от дацитовых присутствием в порфировых выделениях цветных минералов и калиевого полевого шпата.

В пироксеновых порфиритах среди порфировых выделений преобладает пироксен, в отдельных случаях отмечена роговая обманка. Основная масса витрофировая с участками микропиклитового и микрозернистого сложения.

Наконец, для диабазовых порфиритов характерны редкие порфировые выделения плагноклаза и пироксена. Основная масса имеет офитовую структуру и состоит из лейст плагноклаза и разложенного цветного минерала.

Пирокластические продукты, сопровождающие эффузивы, представлены туфами и туфобрекчиями. Первые окрашены в серо-зеленый и фиолетово-зеленый цвет, часто имеют пятнистую окраску, обусловленную наличием фиолетовых пятен на зеленом фоне, и наоборот. По составу туфы соответствуют кварцевым порфирам и плагноклазовым порфиритам, имеют кластическую и порфировидную структуру, значительно метаморфизованы и окварцованы. В составе обломков наряду с кварцевым порфиром и плагноклазовыми порфиритами содержатся полевой шпат, кварц и цветной минерал. Туфобрекчии имеют серый и серо-зеленый цвет, состоят из обломков порфиритов, сцементированных туфом.

Туфы и туфобрекчии тесно связаны взаимными переходами. Для них, так же как и для всего комплекса эффузивов, характерны обилие вторичных минералов и большое количество кварцевых и кальцитовых прожилков. В возрастном отношении туфы и туфобрекчии сингенетичны эффузивам.

Интрузии основных пород — габбро и диабазов — занимают важное место в каледонском магматизме Восточного Саяна и имеют значительное распространение. Подобно гипербазитовым, массивы габброидных пород расположены линейно, образуя выдержанные на значительное расстояние цепочки и пояса. Именно эта особенность в размещении гипербазитов и базитов Восточного Саяна, впервые отмеченная Н. Д. Соболевым, послужила причиной их объединения в один гипербазитовый нижнекембрийский комплекс (Н. Д. Соболев, В. Н. Лудочников, С. В. Обручев).

Как известно, ассоциация ультраосновных и основных интрузивных пород обычна и в ряде случаев является следствием генетической общности этих пород. Подобные явления отмечены в Алтае-Саянской области (Пинус и др., 1958б), на Урале и в других местах, где основные и ультраосновные породы являются производными единой габбро-периодитовой магмы. До последнего времени считалось, что то же самое наблюдается и в Восточном Саяне (Н. Д. Соболев, С. В. Обручев). Материал, касающийся вопроса о возрасте восточносаянских гипербазитовых интрузий, приведен в очерке протерозойского магматизма. Исследования В. П. Арсентьева и Ф. К. Волколакова, а также анализ общей схемы развития магматизма Восточного Саяна в настоящее время позволяют достаточно уверенно выделить здесь два самостоятельных интрузивных комплекса: гипербазитовый — протерозойский и базитовый — нижнекембрийский. Интрузии основного состава, сопровождающие поля и пояса развития гипербазитов, имеют с последними лишь пространственную, но не генетическую связь. Это два существенно отличных по своим особенностям и различных по генезису интрузивных комплексов, причем интрузии основных пород являются более поздними.

В рассматриваемой части Восточного Саяна намечаются два базитовых пояса. Наиболее крупный — южный, выраженный достаточно четко, протягивается в широтном направлении от верховьев р. Урика на востоке до верховьев р. Сархоя на западе. Далее к западу этот пояс уходит за пределы Восточного Саяна на территорию Монгольской Народной Республики. В Южном поясе сконцентрирована большая часть габброидных массивов, в том числе крупнейший массив Денжигур. Менее четко выражена линейность в размещении габброидных массивов Северного пояса, который простирается от устья р. Хойто-Оки в верховья рек Джон-Балыка и Ии. Самый крупный массив Северной полосы площадью в несколько сотен квадратных километров расположен близ устья р. Хойто-Оки. Вне видимой непосредственной связи с этими поясами остается лишь незначительное количество базитовых массивов. Таковы небольшие массивы по рекам Сороке и Тустуку.

Внутреннее строение базитовых поясов характеризуется сложностью. Несмотря на общий линейный характер, пояс представляет собой не линию, а полосу шириной в несколько километров и длиной в десятки километров.

В плане массивы имеют овальную, вытянутую форму, их длинные оси обычно совпадают с простираемием основных геологических структур. В большинстве случаев габброидные массивы обнаруживают непосредственную либо косвенную связь с отдельными крупными разломами или с их параллельными системами. Совмещаясь с зонами глубинных разломов, базитовые пояса расположены главным образом на границах или вблизи границ разнородных структурных элементов. Наиболее четко эта особенность выражена в южном поясе, приуроченном к сочленению прогиба и смежного с ним поднятия внутри каледонской геосинклинали. Поскольку базитовые пояса вообще связаны с зонами глубинных разломов, можно считать, что в Восточном Саяне проявляется та же закономерность.

Имеющиеся в литературе (Соболев, 1930; Гокоев, 1932; Головачев, 1932; Обручев, 1942б, 1950) сведения о габброидах Восточного Саяна в большинстве случаев отрывочны. Весьма скромное место отведено описанию основных пород даже в специальных работах Н. Д. Соболева (1934б) и В. Н. Лодочникова (1936), посвященных асбестоносности гипербазитовой формации Восточного Саяна. По-видимому, основным породам не придавалось большого значения по той причине, что они считались производными единой перидотитовой магмы. Габброидный комплекс относился к нижнему палеозою. Такого же мнения о возрасте и генетической связи основных и ультраосновных пород Восточного Саяна придерживаются С. В. Обручев и М. Л. Лурье. В работах всех этих исследователей наряду с признанием поясового распределения массивов основных пород есть указания на их приуроченность к линиям разломов.

Более поздними работами из состава основных массивов был выделен самостоятельный докембрийский гипербазитовый комплекс (Н. С. Ильина, Ф. К. Волколаков, А. Л. Самбург, В. П. Арсентьев). Согласно этим данным, массивы габброидных пород прорывают лишь эффузивно-осадочную сархойскую свиту, относимую к низам нижнего кембрия.

Залегающая стратиграфически выше боксонская карбонатная свита, охарактеризованная фаунистически, с размывом перекрывает интрузию габброидов и отделена от сархойской свиты слабым угловым и трансгрессивным несогласием. В базальных слоях боксонской свиты наряду с гальками пород сархойской свиты обнаружены гальки и обломки

габброидных пород, несомненно принадлежащих к описываемому комплексу основных пород.

Состав, а также структурные и текстурные особенности габброидных пород, слагающих этот комплекс, обладают большой пестротой. Наиболее типичными из них являются габбро, диабазы и пироксениты, реже встречаются перидотиты и серпентиниты. Количественные соотношения первых трех в разных массивах различны. Обычно они участвуют в строении массивов все вместе, но некоторые массивы нацело сложены одной из этих разновидностей, например габбро. Имеются также отклонения как в сторону ультраосновного типа, до перидотитов включительно, так и в сторону среднего — габбро-диоритов и диоритов. Тем не менее их значение в общем составе габброидных массивов сравнительно невелико. Как перидотиты, так и диориты встречаются редко, слагая, как правило, шпирообразные выделения или небольшие самостоятельные массивы.

Габбро является наиболее распространенной разновидностью основных пород и слагает большую часть крупных массивов. Это зеленовато-серые кристаллически-зернистые массивные породы с резко меняющимися размерами зерен, что обуславливает их такситовую структуру. Главными породообразующими минералами габбро являются плагиоклаз, монопироксен, оливин и амфибол, развивающийся по пироксену. Акцессорные представлены апатитом, сфеном и рудным минералом, содержащим титан и обычно окруженным каемкой лейкоксена. Количественное соотношение плагиоклаза и амфибола непостоянно, но, как правило, первый преобладает. Подсчеты показали, что содержание в габбро плагиоклаза колеблется от 50 до 70%. Почти всегда плагиоклаз замещен малопрозрачным агрегатом сосюрита, причем настолько интенсивно, что его отдельные зерна теряют свои кристаллические ограничения, превращаясь в сплошную массу слабо поляризующего сосюрита. В этой массе встречаются осветленные участки, составленные цоизитом, кальцитом, хлоритом и актинолитом. Довольно часто наблюдается и пренитизация плагиоклаза. Характерен процесс деанортитизации минерала; в результате по периферии разложенных зерен плагиоклаза образуется каемка альбита. По составу плагиоклаз соответствует лабрадору с содержанием анортитовой молекулы 45—55%, иногда до 40%.

Амфибол представлен роговой обманкой с отчетливым плеохроизмом в грязно-зеленых (по Ng) и бледно-зеленых (по Np) тонах. Кроме того, в габбро присутствуют скопления мелких призматических зерен бледно-зеленого актинолита, развивающегося по периферии и по трещинам спайности реликтовых зерен пироксена. Здесь же образуется хлорит, замещающий не только пироксен, но и амфибол. Иногда хлорит содержится в очень большом количестве, почти полностью составляя цветную часть габбро. Вместе с амфиболом в качестве цветной составной части присутствует пироксен, по оптическим свойствам отвечающий диопсиду и представленный отдельными незамещенными фрагментами. Из акцессорных минералов количественно преобладает рудный минерал, по-видимому, ильменит, сопровождающийся лейкоксеном.

Вследствие интенсивных аутометаморфических изменений структурные взаимоотношения отдельных породообразующих минералов не всегда достаточно четки. В слабо измененных габбро структура отчетливо габбровая.

Диабазы по распространенности занимают второе место и встречаются обычно вместе с габбро. Изредка они слагают значительные участки или целиком небольшие массивы, как, например, по р. Тустуку.

Это зеленовато-серые, иногда черные плотные скрытокристаллические породы. Текстура их массивная, реже сланцеватая, структура порфировая и интерсертальная. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз, моноклинный, реже ромбический пироксен, в некоторых случаях кварц. Акцессорные представлены титаномagnetитом, сфеном, апатитом. Вторичные — обильный карбонат, соссюрит, хлорит, эпидот, тальк, серпентин. В порфировых диабазах вкрапленники представлены серицитизированным плагиоклазом и монопироксеном; основная масса микрозернистая и состоит из лейст измененного плагиоклаза и заполняющих промежутки между ними зерен монопироксена. Диабазы с интерсертальной структурой характеризуются наличием бурой стекловатой массы, замещенной серицитом, хлоритом и соссюритом.

По данным М. Л. Лурье (1952а) и А. Л. Самбурга, среди диабазов по степени их измененности можно выделить три разновидности. Наименее измененными являются кварцевые диабазы, в которых еще сохранился пироксен. Они обладают офитовой структурой и состоят в основном из моноклинного пироксена и альбитизированного плагиоклаза. Второстепенное значение имеет кварц, часто в сростании с калиевым полевым шпатом. Вторичные — хлорит, амфибол, серицит, соссюрит, эпидот, цоизит и карбонат. Моноклинный пироксен местами замещен уралитовой роговой обманкой.

Во второй разновидности — альбитизированных и амфиболизированных диабазов — сохранились лишь реликты первичных структур, совершенно отсутствуют кварц и калиевый полевой шпат.

Третья разновидность представлена карбонатными и хлоритовыми диабазами, конечным производным которых являются карбонатно-хлоритовые сланцы или эпидот-цоизитовые породы с актинолитом.

Переходным звеном между габбро и диабазами служат габбро-диабазы, отличающиеся от габбро офитовой структурой, значительным количеством плагиоклаза и меньшим содержанием фемических минералов.

Ультраосновные породы имеют весьма ограниченное распространение и представлены пироксенитами, дунитами, перидотитами и серпентинитами. Эти разновидности всегда встречаются совместно. Выходы их отмечены по рекам Боксону, Диби и Хойто-Оке. Пироксениты образуют небольшие, неправильные по форме обособления, встречаются среди габбро и диабазов; реже пироксениты слагают самостоятельные мелкие массивы, например в верхнем течении р. Большой Белой. Это массивные темно-зеленые средне-крупнозернистые породы. Будучи нормально раскристаллизованными, пироксениты состоят из панидиоморфнозернистого агрегата призматических зерен бесцветного в шлифах моноклинного пироксена, часто обладающего совершенной диаллаговой отделимостью. По оптическим свойствам этот минерал относится к диопсид-геденбергитовому ряду. Между зернами пироксена располагаются мелкие зерна рудного минерала. Иногда пироксениты слабо серпентинизированы, особенно там, где они подверглись давлению и деформации вплоть до образования трещинок.

Дуниты и перидотиты в неизменном виде встречаются редко, обыкновенно они серпентинизированы или целиком превращены в серпентиниты. Залегают в виде небольших линзовидных и вытянутых тел среди габбро-диабазов, как правило, в эндоконтакте массивов.

Серпентиниты представляют собой матовые желтовато-зеленые, фисташково-зеленые, темно-зеленые породы с массивной или сланцеватой текстурой. Микроскопическое изучение серпентинитов выявило волокнисто-пластинчатую, скрытокристаллическую, сидеронитовую структуры и различные морфологические разновидности серпентина,

среди которых доминируют антигорит, хризотил и серпофит. В малом количестве к ним примешиваются рудный минерал, тальк, хлорит, пироксен, биотит, оливин и апатит. В волокнисто-пластинчатых серпентинитах серпентин представлен листочками антигорита, чередующимися с волокнистыми агрегатами хризотила. Рудный минерал находится в виде скоплений округлых изометричных зерен, иногда шестиугольной формы. Тальк и хлорит редки. Пироксен и биотит обнаружены лишь в виде отдельных фрагментов зерен, замещенных серпентином (по пироксену) и хлоритом (по биотиту). В скрытокристаллических серпентинитах серпентин представлен серпофитом; в серпентинитах сидеронитовой структуры промежутки между пластинками антигорита выполнены мелкими зернышками магнетита. Наличие реликтов пироксена определяет апоперидотитовую природу серпентинитов.

Среди серпентинитов имеются участки, насыщенные прожилками хризотил-асбеста. Они отмечены по рекам Оке, Боксону, Хойто-Оке и Дибю. Хризотил-асбест обычно коротковолокнистый, прожилкового типа. Длина волокна редко достигает 2 см. Лишь при устье р. Боксона А. Л. Самбургу в глыбе удалось наблюдать асбест с волокном длиной до 7 см.

С интрузиями основных пород в Восточном Саяне связаны многочисленные дайки и жилы диабазов, диоритовых порфиринов, одинитов и спессартитов, залегающие среди разнообразных осадочно-метаморфических и интрузивных пород.

Интрузии гранитоидов занимают главное место среди каледонских магматических проявлений Восточного Саяна. По отношению к складчатой структуре вмещающих толщ эти интрузии, образующие большие массивы — батолиты — площадью до нескольких сотен квадратных километров, должны быть отнесены к дискордантным. Обнаружены они главным образом в западной и северо-западной частях рассматриваемой территории Восточного Саяна, где описаны разными авторами под названием сархойских¹ и огнитских. На востоке и юго-востоке к каледонским гранитоидам относили ниловские, қырено-ниловские и булнайские. Однако в настоящее время большая часть этих гранитоидов, по новым данным В. П. Арсентьева и Ф. К. Волколакова, должна быть отнесена к докембрию.

Состав гранитоидов очень разнообразен. В результате широкой дифференциации, а также, по-видимому, и ассимиляции образовалась серия различных по составу пород, постепенно переходящих одна в другую. Так, типичные граниты связаны, с одной стороны, с гранодиоритами и диоритами, а с другой, постепенно теряя кварц и обогащаясь калиевым полевым шпатом, они переходят в разновидности сиенитового ряда.

Возраст описываемых гранитоидов определяется следующими данными. При анализе их взаимоотношений с осадочно-метаморфическими сериями повсеместно установлены интрузивные контакты. Однако в большинстве случаев гранитоиды прорывают протерозойские толщи. Лишь в одном месте, на левобережье р. Сархоя, обнаружен отчетливый интрузивный контакт гранитоидов с нижнекембрийскими известняками, охарактеризованными фауной археоциат. Верхняя возрастная граница гранитоидов непосредственными наблюдениями не определена, поскольку отложения моложе кембрийских в описываемом районе отсутствуют. Что же касается рыхлых континентальных мезо-кайнозойских отложений, то они заведомо моложе рассматриваемых гранитоидов. За пределами описываемого района, в бассейнах рек Ии и Уды (Иркут-

¹ В дальнейшем мы будем пользоваться этим названием.

ская область), гранитоиды прорывают осадочно-вулканогенную толщу нижнего девона (?).

Несмотря на большую пестроту состава, каледонские гранитоиды подразделяются на три основные группы: диориты, граниты и сиениты. Промежуточные члены этого ряда имеют подчиненное значение.

Диориты встречаются в гранитах в виде ксенолитов или слагают периферические части массивов. Лишь по р. Оке Д. В. Титовым и Ф. К. Волколаковым обнаружено несколько мелких самостоятельных массивов, сложенных диоритами. Судя по исключительной приуроченности диоритов к гранитным массивам и включениям их в виде ксенолитов с расплывчатыми контактами, можно предполагать, что диориты являются наиболее ранними дифференциатами каледонского гранитоидного комплекса.

Макроскопически это породы темно-серого цвета, средне-мелкокристаллические, изредка порфиroidные, массивные. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, роговая обманка и биотит. Второстепенное значение имеют калиевый полевой шпат, пироксен и кварц; примеси — апатит, циркон, сфен, рудный и ортит; вторичные минералы в небольшом количестве представлены хлоритом, кальцитом, эпидотом, серицитом, соссюритом.

Плагиоклаз (андезин) изредка альбитизирован; составляет в типичных диоритах 65—80%. Цветные минералы — роговая обманка, биотит и пироксен присутствуют вместе, причем основную роль играет роговая обманка (20—35%); биотит и пироксен находятся приблизительно в равных количествах (5—7%). Содержание кварца не превышает 3—4%. Как правило, диориты незначительно изменены: плагиоклаз серицитизирован и соссюритизирован выборочно, биотит частично замещен хлоритом с образованием сфена. На границе плагиоклаза и калиевого полевого шпата отмечены мирмекитовые образования. В отдельных случаях, обогащаясь в контактах с карбонатными породами основными плагиоклазами и железисто-магнезиальными силикатами, содержащими СаО, диориты переходят в габбро.

Граниты по внешнему облику и составу довольно разнообразны. Для них характерна розовая, серая, иногда желтая окраска, как правило, более темная в краевых частях массивов. Структура средне- и крупнозернистая, часто порфиroidная. Порфиroidные выделения принадлежат калиевому полевому шпату, редко плагиоклазу, а основная масса сложена кварцем и плагиоклазом. Обладая массивным сложением, граниты только в некоторых случаях обнаруживают неотчетливую субпараллельную ориентировку лейст полевых шпатов и столбиков амфибола. Гнейсовидные их фации неизвестны, катаклиз незначителен, в большинстве случаев отсутствует. Иногда заметны признаки протоклаза. Калиевый полевой шпат (30—40%), как правило, несколько преобладает над плагиоклазом и представлен микроклином, преимущественно микролин-микропертитом. Этот минерал образует крупные ксеноморфные зерна и дает идиоморфные разрезы только в порфиroidных выделениях. Внутри микролина иногда отмечаются мелкие округлые зерна кварца или изометричные кристаллы плагиоклаза. На границе микролина и плагиоклаза развиваются мирмекиты. Количество пертитовых вростков обычно велико (50%), причем преобладают тонкие ленточные пертиты распада. Изредка в микроклине встречается альбит.

Плагиоклаз обладает большей степенью идиоморфизма по отношению к другим минералам и представлен преимущественно олигоклазом, иногда зональным. Его содержание колеблется от 25 до 40%. Вторичные минералы — серицит, пелит, редко эпидот — развиты по плагиоклазу в небольшом количестве.

Кварц, обладая резко выраженным ксеноморфизмом, находится в виде крупных зерен или слагает мелкозернистый агрегат в промежуточных. Угасание спокойное. Иногда наблюдается «залечивание» разорванных зерен плагиоклаза мелкозернистым агрегатом кварца и калиевого полевого шпата, что свидетельствует о некотором протоклазе гранитов.

На долю цветных минералов приходится 3—7% всей массы породы. Постоянным является биотит, для которого характерны наибольший идиоморфизм, нормальная схема абсорбции и плеохроизма. В небольшом количестве и всегда вместе с биотитом присутствует роговая обманка. Местами по биотиту развивается мусковит. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, циркон, сфен, рутил и ортит, все в очень мелких зернах.

Сиениты распространены в основном по р. Оке и ее притокам Сенцы, Джон-Балыку и Урда-Оке. Они слагают большие массивы, полоса которых тянется от верховьев р. Большой Белой на северо-запад, в бассейн р. Огнита. Эти породы образуют крупные коренные обнажения и глыбовые россыпи; матрацевидной отдельности и останцов выветривания в отличие от гранитов в сиенитах не наблюдалось.

Петрографический состав сиенитов сравнительно однообразен. Преобладают собственно сиениты — серые и розовато-серые крупнозернистые массивные породы. Серая окраска характерна для полевых шпатов бескварцевых сиенитов, тогда как в кварцевых сиенитах и граносиенитах калиевой полевой шпат имеет розовый оттенок. Он составляет до 90% объема породы и почти всегда обнаруживает пертитовое строение; иногда альбитизирован. Из фемических минералов наиболее постоянна роговая обманка, затем следуют пироксен и биотит. Часто все три минерала присутствуют вместе. Роговая обманка обычная или с несколько повышенной щелочностью, бурая, с нормальной схемой абсорбции. Пироксен обычно моноклинный. Биотит плеохроирует от бледно-желтого до темно-бурого цвета, сохраняя эту особенность почти во всех массивах, что указывает на повышенное содержание железа или, возможно, на присутствие лития. Эпимагматические минералы сиенитов: хлорит, мусковит, эпидот, клиноцоизит. Из акцессорных присутствуют магнетит, ильменит, апатит, сфен, ортит.

Иногда в сиенитах отмечаются небольшие количества кварца и плагиоклаза; возникают кварцевые сиениты и граносиениты, тесно связанные с типичными сиенитами. В нескольких пунктах среди сиенитов обнаружены магнетитовые щонкиниты — черные среднекристаллические массивные очень тяжелые породы, состоящие из моноклинного пироксена (до 45%), калиевого полевого шпата, магнетита, бурой роговой обманки, биотита и апатита.

Вопрос о положении сиенитов среди рассматриваемых гранитоидов и соотношении их с последними пока остается нерешенным. Наблюдаемая в бассейне Оки тесная связь сиенитов с сархойскими гранитами заставила И. А. Кобеляцкого (1947а), М. Л. Лурье (1952а) и Ф. К. Волколакова отнести их к заключительной фазе каледонских гранитоидных интрузий. Н. А. Флоренсов, Д. В. Титов и другие исследователи считают более правильным выделять сиениты в самостоятельную интрузию, более молодую, чем сархойские гранитоиды.

Дайковая и жильная фации сархойских гранитоидов представлены гранит-порфирами, диорит-порфирами, сиенит-порфирами, кварцевыми порфирами и пегматитами. Все эти породы образуют маломощные дайки и жилы, редко достигающие 1,5—2 м.

Характерными признаками сархойских гранитоидов, выделяющими их среди других кислых интрузий Восточного Саяна, прежде всего среди

докембрийских, служат крупнозернистая и порфириовидная структура розовый цвет, свежий облик, наличие микроклин-пертита и ортит, отсутствие гнейсовидных текстур, слабое развитие жильных и дайковых пород и, наконец, слабые контактовые воздействия на вмещающие породы. Все это позволяет уверенно относить палеозойские граниты рассматриваемой области к типичным постороженным интрузиям.

Интрузии щелочных пород распространены в Восточном Саяне весьма ограниченно. В настоящее время их выходы известны на площади шести небольших массивов по рекам Урику, Хончену, Хайту, Сенцы и Хойто-Оке. Наиболее крупный из этих массивов — Ботогольский, сложенный щелочными и нефелиновыми сиенитами, известными с середины прошлого столетия; к нему приурочено одно из интересных в мире месторождений графита (Ботогольское, или Алиберовское). Первое геологическое описание массива было дано Л. А. Ячевским (1898, 1899), впервые точно определившим породы, слагающие Ботогольский голец. Позднее, в 1925 г., эти исследования были значительно расширены работами Б. М. Куплетского, составившего подробное петрографическое описание ботогольских сиенитов. В начале 40-х годов XX в. Ботогольский массив изучался Н. А. Флоренсовым, В. С. Соболевым и В. П. Солоненко. Результаты этих исследований опубликованы в ряде статей и двух монографиях.

Ботогольский массив представляет собой весьма сложный плутон, прорывающий сланцево-карбонатные породы монгошинской и окинской свит протерозоя. Он занимает водораздел верховьев ключей Ботогол и Хуша-Гол, правых притоков р. Хончена. В плане массив имеет овальную форму с несколько расширенным юго-восточным концом и осью, ориентированной по азимуту 345° . Площадь его составляет около 10 км^2 при длине 6 км и ширине 2 км. Массив возвышается на 600 м над дном долины и, как показали работы В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсова, имеет крутые ($35\text{--}40^\circ$) подземные склоны. При изучении текстур течения выяснилось, что сиенитовое тело, в общем конкордантное, круто наклонено на юго-запад. Угол наклона осевой поверхности плутона, судя по измерениям плоско-параллельных текстур, СВ $65\text{--}70^\circ$. Таким образом, тело ботогольских сиенитов по форме напоминает хонолит.

Структурная позиция Ботогольского массива определяется его приуроченностью к центральному замыканию крупного Окинского синклинория, где несколько параллельных сбросов рассекли антиклинальную складку второго порядка. Ось складки имеет северо-восточное простирание и приблизительно совпадает с водоразделом ключей Ботогол и Хуша-Гол. Сочетание двух различно ориентированных структурных элементов, по-видимому, облегчило внедрение ботогольских сиенитов именно здесь. Связь Ботогольского массива с крупным разломом подтверждается распределением небольших сиенитовых штоков вдоль левого бережья р. Урика по контактам известняков и гранитов. Эти штоки находятся на одной линии северо-западного простирания.

В составе пород, слагающих Ботогольский массив, основную роль играют щелочные и нефелиновые сиениты, среди которых в небольшом количестве встречаются габбро-диориты, граносиениты, сиенит-диориты и сиенит-аплиты.

Среди сиенитов по минеральному составу выделены следующие три группы: 1) пироксеновые сиениты; 2) щелочные и нефелиновые пироксеновые сиениты; 3) лейкократовые нефелиновые сиениты. Эти три группы, перечисленные в порядке предполагаемой возрастной последовательности, отвечают, согласно представлениям Н. А. Флоренсова и

В. С. Соболева, первым трем фазам формирования Ботогольского массива.

Наиболее ранними выделениями из глубинного магматического очага явились мелкозернистые пироксеновые сиениты, относящиеся не к щелочному, а к нормальному ряду. В. С. Соболевым (1947)¹ среди них выделены нормальные пироксеновые сиениты, меланократовые пироксеновые сиениты, кварцевые пироксеновые сиениты, кварцевые лейкократовые сиениты и шонкиниты. Все эти породы встречены исключительно в виде ксенолитов среди щелочных и нефелиновых сиенитов более поздних фаз; в них часто наблюдаются тонкие инъекции щелочного пироксенового сиенита, в массу которого вплавлены нормальные пироксеновые сиениты. В том случае, когда удлиненные мелкие ксенолиты пироксеновых сиенитов буквально наполняют щелочные пироксеновые сиениты, образуется настоящая эруптивная брекчия.

Главными минералами пироксеновых сиенитов являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз и моноклинный пироксен. В небольшом количестве отмечены амфибол, иногда кварц и биотит. Акцессорные — сфен, апатит, рудный, циркон.

Калиевый полевой шпат представлен микроклин-микрпертитом, часто альбитизированным. Плагиоклаз — олигоклаз № 20 местами несколько серицитизирован и замутнен пелитовыми продуктами. Моноклинный пироксен составляет в породе от 10 до 15%; он образует сравнительно идиоморфные призмы, окрашен в шлифах в слабо зеленоватый цвет и относится к геденбергиту. Зерна пироксена часто окружены темной каемкой синева-зеленого амфибола, редко проникающего внутрь зерна. Местами в пироксене выделяются бурые пленки окислов железа. Характерно отсутствие ромбического пироксена.

Вторая группа — щелочные и нефелиновые пироксеновые сиениты — пользуется наиболее широким распространением в Ботогольском массиве, создавая тот общий фон, на котором местами выступают все прочие породы. В составе этой группы В. С. Соболевым и Н. А. Флоренсовым выделены щелочные трахитоидные пироксеновые сиениты нормальные, щелочные трахитоидные пироксеновые сиениты меланократовые, порфириовидные щелочные пироксеновые сиениты, нефелиновые пироксеновые сиениты и пироксениты.

Первые две разновидности отличаются друг от друга только количеством пироксена. В меланократовой разновидности на его долю приходится 50% и более. По внешнему виду это — среднезернистые породы то с резкой, то с неясно выраженной трахитоидной структурой. Их окраска меняется от светло-серой и розовой до серой и темно-серой и зависит главным образом от количества пироксена и окраски полевых шпатов. Кроме этих двух минералов, в породе макроскопически всегда обнаруживается сфен. В типичных образцах все минералы ориентированы субпараллельно, создавая плоскопараллельную трахитоидную (флюктуационную) структуру. Главные минералы: полущелочной моноклинный пироксен, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, иногда немного амфибола. Акцессорные: сфен, апатит, рудный, изредка графит.

Пироксен в шлифах очень густо окрашен, бурый и фиолетово-бурый, сильно плеохроирующий, главным образом за счет изменения интенсивности окраски. Роговая обманка встречается редко и в небольшом количестве. Калиевый полевой шпат — нерешетчатый микроклин, замещает плагиоклаз, альбитизирован. Плагиоклаз, присутствующий в переменных количествах, относится к олигоклазу до № 25.

¹ Здесь и дальше используются описания Н. А. Флоренсова и В. С. Соболева (1947).

Порфиroidные пироксеновые сиениты (третья разновидность группы) встречаются лишь в одном пункте. Резкая их порфиroidность обусловлена крупными (до 3 см) выделениями полевого шпата, переполненными по краям мелкими кристаллами пироксена, который наряду с полевым шпатом образует основную массу породы. Количественное отношение основной массы к вкрапленникам не более 1 : 3.

Нефелиновые пироксеновые сиениты отличаются от щелочных отсутствием, как правило, ориентированных текстур, а также наличием нефелина. Это крупно- и среднезернистые породы. Структура их гипидиоморфнозернистая. Главные минералы: моноклинный пироксен, калиевый полевой шпат, нефелин, иногда плагиоклаз и в небольшом количестве амфибол. Акцессорные: сфен, рудный и апатит; вторичные: клиноцоизит, канкринит, цеолиты, серицит.

Призматические зерна пироксена достигают 1 см. Он, по определению В. С. Соболева, близок к эгирин-геденбергиту. Амфибол присутствует не всегда и в очень незначительном количестве; он замещает пироксен, представлен темно-бурой разновидностью, относящейся, по видимому, к гастингситу. Калиевый полевой шпат — микроклин-микрпертит с решеткой или без нее. Первичный плагиоклаз присутствует не всегда и принадлежит к олигоклазу от № 20 до № 30. Нефелин содержится в переменном количестве, большей частью свежий, но иногда затронут вторичными процессами. Иногда он отсутствует. Из вторичных минералов, кроме альбита, замещающего калиевый полевой шпат, присутствуют клиноцоизит, канкринит, цеолит и серицит.

Последняя разновидность описываемой группы — пироксениты являются контактовыми фациями щелочных пироксеновых сиенитов. Это средне- или мелкозернистые массивные породы почти черного цвета, состоящие более чем на 90% из пироксена, который цементируется микроклином и альбитом. Из других особенностей породы следует отметить появление в ней буроватого изотропного граната, а также большое количество графита. С щелочными и нефелиновыми пироксеновыми сиенитами тесно связаны измененные и катаклазированные пироксеновые сиениты — альбитизированные и пренитизированные. Первоначальная природа этих пород устанавливается с трудом. Только по тесной связи и взаимопереходам можно судить о их постмагматическом происхождении за счет пироксеновых сиенитов.

Средний химический состав группы щелочных и нефелиновых пироксеновых сиенитов по 5 анализам приводится в табл. 11.

Таблица 11

Химический состав щелочных и нефелиновых сиенитов (содержание в %)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Сумма
56,00	0,51	19,47	4,72	5,54	0,25	4,94	6,39	2,05	0,07	0,11	100,05

По материалам Ф. К. Волколакова.

Третья группа пород Ботокольского массива — лейкократовые нефелиновые сиениты — приурочена главным образом к северной части массива. Изолированные поля этих пород имеются среди пироксеновых сиенитов. Структура описываемых пород крупно- и среднезернистая, переходная от панидиоморфнозернистой к аллотриоморфнозернистой. Величина зерна в среднем около 5 мм. Главные минералы: микроклин,

нефелин и вторичный альбит. Второстепенные: полущелочной пироксен, биотит, щелочной амфибол; акцессорные: сфен и апатит. Из вторичных, кроме альбита, часто встречаются канкринит, мусковит, биотит, содалит и цеолиты.

В этой группе выделяются соответственно лейкократовые нефелиновые сиениты, лейкократовые нефелиновые сиениты с пироксеном, лейкократовые нефелиновые сиениты с биотитом и пироксеном, лейкократовые полевошпатовые сиениты без нефелина. К этой же группе Н. А. Флоренсовым и В. С. Соболевым отнесены своеобразные породы, почти полностью состоящие из нефелина, близкие к монмутитам, а также пойкилитовые ийолиты.

Собственно лейкократовые нефелиновые сиениты имеют среднезернистую, иногда крупнозернистую структуру и светлую (белую, сероватую) окраску. Сложение обычно массивное, но встречаются и ориентированные текстуры, зависящие от субпараллельного расположения удлиненно-таблитчатых кристаллов полевых шпатов. При выветривании быстрее разрушающийся серый или зеленоватый нефелин образует ноздреватые углубления между выступающими полевыми шпатами, которые с поверхности обычно желтеют. Состоят эти породы в основном из нефелина и калиевого полевого шпата.

Нефелин (до 50%) макроскопически серо-зеленый, с характерным жирным блеском. Ограничения его несколько совершеннее, чем у калиевого полевого шпата. Большею частью нефелин довольно свеж, но местами отмечается характерное помутнение, развивается канкринит. В некоторых случаях нефелин подвержен значительным постмагматическим изменениям и почти нацело замещен агрегатом мусковита, реже мелкозернистого эпидотового минерала, иногда с появлением содалита и цеолитов. Светло-серый калиевый полевой шпат, обычно составляющий главную массу породы, представлен пертитовым микроклином с хорошо выраженной решеткой, альбитизирован.

Лейкократовые нефелиновые сиениты с пироксеном отличаются от лейкократовых нефелиновых сиенитов более темной окраской, зависящей от присутствия пироксена и бурых пятен окислов железа. Сложение этих пород массивное, кристаллы пироксена короткостолбчатые и ориентированы беспорядочно. Лейкократовые нефелиновые сиениты с пироксеном и биотитом и биотитизированные сиениты отличаются примесью небольшого количества черного биотита, иногда полностью вытесняющего пироксен. Сложение их всегда массивное, так как ни биотит, ни пироксен не обнаруживают общей ориентировки. В графитизированных разновидностях сиенитов графит содержится в виде мелкой пылевидной вкрапленности или в виде бесформенных, то скудных, то рассредоточенных гнезд различной величины.

Лейкократовые полевошпатовые сиениты (без нефелина) не содержат цветных минералов или содержат их в очень малом количестве. Их окраска наиболее светлая, почти белая. Встречаются эти породы редко, всегда среди лейкократовых нефелиновых сиенитов, с которыми связаны постепенными переходами. С другой стороны, в поле лейкократовых нефелиновых сиенитов встречаются среднезернистые массивные породы зеленоватого цвета, почти полностью состоящие из нефелина. Прямая связь этих пород с лейкократовыми сиенитами не показана, но вероятна. Средний химический состав лейкократовых нефелиновых сиенитов по 14 анализам приводится в табл. 12.

С ботогольскими сиенитами первых двух групп (пироксеновыми и лейкократовыми) связаны многочисленные гибридные породы. Внешний вид их довольно пестрый, но в большинстве случаев даже невооруженным глазом легко установить, что это пироксеновые и лейкократовые

Химический состав лейкократовых нефелиновых сиенитов
(содержание в %)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
56,65	0,40	22,63	1,70	3,31	0,01	0,03	1,63	9,87	2,88	0,01	99,12

По материалам Ф. К. Волколакова.

сиениты, подвергшиеся изменениям. Как правило, эти породы мелкозернисты, обладают более темной окраской, чем сиениты, значительно ожелезнены и легко поддаются выветриванию.

Среди гибридных пород различаются мусковитизированные и канкринитизированные сиениты. Из минералов, явно чуждых первоначальной породе, в них присутствуют гранат, волластонит, эпидот.

В пироксеновых и лейкократовых сиенитах встречены пойкилитовые ийолиты. Это массивные породы, обладающие значительным удельным весом и темной, почти черной окраской. Меланократовый облик ийолитов обусловлен исключительным обилием мелких черных кристаллов пироксена, переполняющих даже зерна нефелина (пойкилитовая структура). Отдельность то мощная, полиэдрическая, то мелкая и округлая, напоминающая шаровую отдельность диабазов. Залегание ийолитов жилеобразное, иногда они образуют штоки до 15—20 м в поперечнике.

Пегматиты и полевошпатовые жилы, наблюдаемые главным образом вблизи и внутри графитовых тел, обычно выполняют крутопадающие трещины и отмечены во всех главных группах сиенитов. Мощность жил измеряется первыми сантиметрами, редко достигая 20—30 см. Строение пегматитовых жил то однородное по всей мощности, то поясное, причем осевые части жил мелкозернистые. Структура в типичных разновидностях пегматоидная, крупнозернистая. Состав: полевой шпат и нефелин; в качестве примесей встречаются пироксен, биотит, кальцит и графит. Полевошпатовые жилы обладают мономинеральным составом.

Из изложенного вытекает, что интрузивный процесс, создавший Ботогольский массив, обладал определенной направленностью в сторону прогрессивного повышения щелочности каждого более молодого, чем предыдущий, магматического продукта. Этот процесс был длительным и многофазным. Отчетливо выражены четыре фазы: 1) пироксеновые сиениты, относящиеся к нормальному ряду; 2) щелочные и нефелиновые пироксеновые сиениты и их фации; 3) лейкократовые нефелиновые сиениты и их фации; 4) жильные породы (постмагматическая фаза).

Как уже отмечалось, Ботогольский массив щелочных и нефелиновых сиенитов для Восточного Саяна не представляет экзотического явления. Аналогичные ботогольским щелочные породы обнаружены в 1942 г. И. И. Орешкиным и О. П. Алексеевой на левобережье Урика, затем в 1943 г. И. А. Кобеляцким по р. Сенцы и в 1957 г. Ф. К. Волколаковым и П. В. Дубинным по рекам Хайту (приток р. Большой Белой) и Урда-Оке. По размерам все перечисленные массивы значительно уступают Ботогольскому. Площадь их колеблется от 0,3 до 1,5 км². Структурная приуроченность этих массивов, как и Ботогольского, к разломам вполне очевидна. Все они расположены или непосредственно в разломах, или вблизи их.

По петрографическому составу урицкие, хайтинские и окинские сиениты весьма близки к ботогольским. Однако две отличительные

особенности Ботогольского массива ставят его на особое место внутри всей щелочной формации Восточного Саяна. Во-первых, Ботогольский массив характеризуется большой пестротой состава, тогда как остальные массивы имеют сравнительно однообразный состав. Во-вторых, обращает на себя внимание почти полное отсутствие в ботогольских сиенитах амфибола, в то время как фемическим минералом урикских, хайтинских, урда-окинских и сенцинских сиенитов служит почти исключительно роговая обманка. В остальном по составу породы рассматриваемой группы одинаковы со щелочными и нефелиновыми пироксеновыми сиенитами Ботогольского массива.

Иного мнения о происхождении ботогольских щелочных пород придерживается В. П. Солоненко. Он считает, что третья фаза Ботогольской интрузии протекала не в результате простой кристаллизации последних порций магмы, а путем сиенитизации метаморфических пород щелочными гидротермальными растворами, находящимися на грани пневматолитового этапа. Позднее процесс перешел в собственно гидротермальную стадию. При этом произошло образование главной массы графитовых тел за счет органического углерода, извлеченного гидротермами из протерозойских битуминозных известняков (Солоненко, 1950а).

Для отнесения интрузивных щелочных пород Восточного Саяна к позднекаледонскому времени имеются следующие данные. Щелочные и нефелиновые сиениты внедрены в гранитоидные массивы, которые, по данным исследований Иркутского геологического управления, прорывают осадочно-эффузивную толщу, относимую к нижнему девону. Учитывая, кроме того, свежесть щелочных пород, наличие в них неизменных первичных текстур течения, отсутствие гнейсированности и секущих сиенитов жил других изверженных пород, а также их сходство с нефелиновыми сиенитами Дархатского района Монгольской Народной Республики, которые, по данным И. П. Рачковского, прорывают кембрийские известняки, необходимо рассматривать щелочные и нефелиновые сиениты Восточного Саяна как образования относительно молодые, соответствующие наступлению платформенного режима. Поэтому возраст их — поздне- или даже послекаледонский.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В Южном Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье магматическими породами палеозойского возраста занята примерно одна четверть всей площади. Это главным образом интрузивные образования, и лишь сравнительно небольшая доля приходится на эффузивы. Характеристика эффузивов дана в разделе стратиграфии, поэтому здесь только напомним, что среди эффузивов выделяются древние — нижнепалеозойские — и более молодые — верхнепалеозойские. Первые входят в состав нижнего кембрия бассейна р. Джиды, вторые составляют вулканогенную свиту, слагающую ряд довольно крупных участков в пределах Бичурской и Тамирской грив.

Палеозойские интрузивные породы в Южном Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье очень разнообразны. Известны ультраосновные, основные, кислые, ультракислые и другие их представители. По обыкновению гипербазиты и базиты имеют сравнительно небольшое локальное развитие, а породы кислой магмы — гранитоиды и родственные им дифференциаты — распространены весьма широко.

Из-за бедности палеонтологических характеристик нормального разреза возраст палеозойских интрузий определяется в широком диапа-

зоне и, следовательно, с большой долей условности. С одной стороны, факты свидетельствуют, что почти всеми этими интрузиями в бассейне р. Джиды пересекаются нижнекембрийские отложения с археоциатами. С другой стороны, на размытой поверхности гранитоидов лежат условно верхнепалеозойские эффузивы и выделенные частично по флоре и фауне мезозойские (цаганхунтейская, петропавловская и другие свиты) и меловые (гусиноозерская серия и др.) отложения. При этом мезозойские обломочные отложения, встречающиеся во многих местах, почти всегда содержат обильную гальку из палеозойских интрузивных пород. В результате одна группа исследователей относила все или почти все эти интрузии к каледонскому циклу, а другая считала их в основном варисскими.

Изучением палеозойского магматизма в Южном Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье занимались Б. Н. Артемьев (1934), П. И. Налетов (1935, 1936 и др.), К. А. Шалаев (1935), М. В. Бесова (1937, 1939), П. Е. Луненок, Н. И. Фомин, П. М. Клевенский, Т. Т. Деуля, С. В. Обручев, М. Л. Лурье (1952а), Л. М. Афанасьев (1949, 1954), Е. Н. Смолянский (1958 и др.), Н. П. Михно, В. А. Новиков, Д. В. Ветров, В. Н. Лярский, С. Н. Лавров, Г. И. Храмцов, Б. Н. Одокий и А. А. Одокий, В. Т. Комаровский, М. М. Фомин и многие другие геологи. Палеозойский магматизм на описываемой и смежной территориях рассматривался в ряде сводок В. А. Обручевым (1929 и др.), Е. В. Павловским (1948а, 1949), А. А. Арсентьевым и Е. А. Нечаевой (1953), Н. А. Флоренсовым (1954а), Е. В. Павловским и Н. А. Флоренсовым (1951), И. В. Беловым (1958б) и др. Постепенно накопленные материалы, касающиеся, в частности, петрографических и геохимических особенностей палеозойских интрузий, взаимоотношений друг с другом и прочими образованиями, контактовых изменений, пространственного размещения и т. д., позволяют в настоящее время объединить палеозойские интрузивные породы в следующие (от древних к молодым) интрузивные комплексы: 1) цакирский, 2) бирамьинский; 3) нашитуйский; 4) джидинский.

Цакирский интрузивный комплекс. Областью распространения этого комплекса, представленного главным образом ультраосновными и в незначительной части основными породами, является западная половина бассейна р. Джиды. В других районах на юге Бурятии эти породы неизвестны.

Формирование цакирского комплекса, по схеме Е. Н. Смолянского (1958), протекало в две главные фазы. К первой относятся преимущественно серпентиниты, ко второй — пироксениты, габбро-пироксениты, габбро и габбро-диориты.

Серпентинитами в бассейне р. Джиды сложены многочисленные штокообразные и линзообразные тела, из которых самые крупные достигают 5—10 км, а самые мелкие — всего 20—30 м. При этом большинство серпентинитовых тел находится на площади, сложенной осадками нижнего палеозоя, их значительно меньше среди протерозойских пород битуджидинской свиты. Пироксениты, габбро и другие породы второго этапа формирования гипербазитового комплекса залегают только в серпентинитах, образуя в них сравнительно небольшие линзы, жилы и тела неправильной формы.

По-видимому, серпентиниты являются продуктом изменения главным образом гарцбургитов, частично перидотитов, дунитов и пироксенитов. Реликты относительно слабо измененных первичных ультраосновных пород встречаются кое-где небольшими участками в крупных серпентинитовых телах. Дуниты и гарцбургиты, почти не затронутые изменениями, найдены, кроме того, в виде мелких ксенолитов, вклю-

ченных в кайнозойские базальты. Очевидно, эти ксенолиты были захвачены базальтовой магмой из глубоких частей отдельных ультраосновных интрузивов.

Серпентиниты, как правило, тонкозернистые массивные породы зеленовато-серой и зеленой окраски различной густоты. Главными породообразующими минералами их являются хризотил и антигорит, в небольших количествах они содержат офит, бастит и хризотил-асбест, микроскопические образования талька, а местами единичные чешуйки биотита и мелкие кристаллики шпинели. Изредка в серпентинитах встречаются зерна почти неизмененного оливина, энстатита и моноклинного пироксена. В заметных количествах присутствуют рудные минералы, главным образом магнетит, иногда хромит. Последний в нескольких случаях наблюдается в виде небольших шлировых выделений. В табл. 13 приводится химический состав пород цакирского интрузивного комплекса (образец 55-1-5 — наиболее типичная разновидность серпентинитов из массива по р. Оронгодою).

Таблица 13

Химический состав пород цакирского интрузивного комплекса (содержание в %)

Компоненты	Серпентинит (образец 55-1-5)	Пироксенит (образец 1040-8)
SiO ₂	41,54	49,98
TiO ₂	—	—
Al ₂ O ₃	3,44	5,85
Fe ₂ O ₃	2,55	1,34
FeO	2,44	3,61
MnO	0,02	—
MgO	39,07	17,64
CaO	—	18,77
BaO	0,02	—
Na ₂ O	0,50	0,38
K ₂ O	—	0,31
H ₂ O	0,12	—
P ₂ O ₅	0,01	—
SO ₃	0,14	—
П.п.п.	11,11	1,53
Сумма	100,84	99,41

Химические анализы пород выполнены в лаборатории Иркутского геологического управления.

Сопоставление химических анализов показало, что содержание некоторых окислов в серпентинитах варьирует в следующих пределах: Al₂O₃ 0,32—3,44 %, Fe₂O₃ 2,55—6,99 %, FeO 1,44—4,45 %. Спектральным анализом многочисленных проб в серпентинитах выявлены: Ca 0,01—0,1 %, в единичных пробах более 1 %, иногда отсутствует; Ti до 0,01 %, иногда 0,01—0,1 %, в единичных пробах до 1 % или отсутствует; Co и Ni 0,01—0,1 %; Cr 0,1—1 %, Cu и V почти во всех пробах 0,001—0,01 %; Sr, Bi, Zr — тысячные и сотые доли процента обнаружены только в некоторых пробах; Be, Ga, Pb, Zn, Sc — те же количества в единичных пробах; Ba до 0,01—0,1 % в редких пробах.

Серпентиниты и материнские ультраосновные породы представляют собой производные глубинной перидотитовой магмы.

Среди пород цакирского интрузивного комплекса, образование которых относится ко второй фазе, самыми распространенными являются пироксениты. Значительно реже встречаются габбро-пироксениты, габбро и габбро-диориты. Упомянутые плагиоклазсодержащие породы слагают обычно небольшие участки внутри пироксенитовых тел — жил, линз и др., где они связаны с пироксенитами постепенными переходами (рис. 58). Наиболее крупные жилы пироксенитов при средней мощности 1,5—3 м достигают нескольких десятков метров в длину. Жилы имеют простую форму, но известны и сложные по морфологии жилы — ветвящиеся,

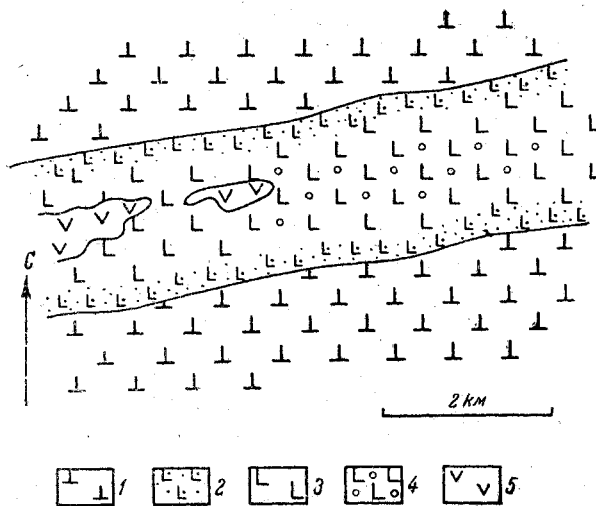


Рис. 58. Внутреннее строение пироксенитовых жил (цакирский интрузивный комплекс)

1 — серпентиниты; 2 — мелкозернистые и порфировидные пироксениты; 3 — среднезернистые пироксениты; 4 — крупнозернистые пироксениты; 5 — плагиоклазсодержащие породы (габбро, габбро-диориты и диориты)

О химическом составе пироксенитов можно судить по табл. 13 (образец 1040 — пироксенит из интрузива по р. Хасуртью). В отличие от серпентинитов пироксениты характеризуются повышенной кислотностью, высоким содержанием СаО и пониженным содержанием MgO. Что касается других компонентов, выявленных химическим и спектральным анализом, то их содержание в пироксенитах и серпентинитах, в общем, одинаково.

Происхождение ультраосновных пород второй фазы, возможно, связано с наложенным метаморфизмом, обусловленным более молодыми кислыми интрузиями (Пинус и Кузнецов, 1958а).

По мнению большинства исследователей, серпентинизация ультраосновных интрузивных пород обусловлена не только автометаморфизмом, но частично и воздействием последующих кислых интрузий. В результате более глубоких изменений серпентиниты местами были превращены в серицитово-тальковые, тальково-карбонатные, тальково-актинолитовые, актинолитово-эпидотовые, гранатово-пироксеново-эпидотовые и другие породы, близкие по составу к перечисленным, а на некоторых участках — в листвениты (кварцево-карбонатные породы с фукситом). Последние, согласно представлениям П. И. Налетова и Т. Т. Деуля (Налетов и др., 1941), образовались за счет известняков под влиянием ультраосновной интрузии. Возможно, что в какой-то мере эти исследователи и правы; однако обращает на себя внимание то, что сколько-ни-

жеся, с большим количеством апофиз и т. п. Контакты с вмещающими серпентинитами в большинстве случаев четкие, а местами даже резкие. В контактовых зонах жил, линз и прочих выделений пироксениты мелкозернисты и порфировидны, с удалением от контактов они становятся среднезернистыми, крупнозернистыми, а в отдельных случаях гигантозернистыми (с размерами кристаллов пироксена до 3—8 см). Известно несколько разновидностей пироксенитов, из них самыми распространенными являются энстатиты и вебстериты. Первые состоят почти исключительно из энстатита, а в состав вторых входят и ромбический и моноклинный пироксены.

будь заметные признаки метаморфизма вмещающих пород близ описываемой интрузии наблюдаются чрезвычайно редко. Следствием динамометаморфизма явилось развитие сланцеватости в измененных ультраосновных интрузивных породах и их превращение в серпентинитовые, тальково-серпентинитовые, серицитово-тальковые, тальково-карбонатные и другие сланцы.

Большинство массивов, сложенных ультраосновными породами, приурочено к краевым частям Джидинского синклинория и к отдельным крупным внутренним антиклиналям. При этом интрузивные массивы расположены линейно, вытягиваясь на северо-запад, по-видимому, вдоль глубинных разломов, и в общем согласно с господствующим простиранением нижнепалеозойской складчатой структуры.

С ультраосновной интрузией в бассейне р. Джиды связаны хромовое и никелевое оруденение, асбест, тальк, магнезит и другие минералы, образующие скопления в ряде известных рудопроявлений (Звягинцев, 1931; Бесова, 1937; Налетов и др., 1941; Смолянский, 1948; Булнаев, 1959 и др.).

Возраст ультраосновной интрузии несомненно нижнепалеозойский. Одни исследователи считают его каледонским (Налетов и др., 1941, 1956; Лурье, 1952а), другие — раннекаледонским (Е. Н. Смолянский и др.), третьи — салаирским (Н. П. Михно, Г. Л. Падалка и др.). В Джидинском районе ультраосновными телами рвутся отложения нижнего кембрия (хасуртинской и долон-модонской свит), но в то же время взаимоотношения этих тел с условным кембро-ордовиком (джидинской свитой) не совсем ясны. Может быть, не случайно, что ультраосновные породы на площади распространения джидинской свиты как-будто отсутствуют вообще. Н. П. Михно, например, считает, что ультраосновная интрузия древнее отложений джидинской свиты; он утверждает, что галька гипербазитового состава имеется в конгломератах низов этой свиты. Однако попытки других геологов найти эту гальку не имели успеха.

Как известно, ультраосновные интрузивные породы, разновозрастные и характеризующиеся большим сходством с джидинскими, распространены в Восточном Саяне (Н. Соболев, 1934а; Лодочников, 1936; Лурье, 1952а и др.) и в более удаленных частях Алтае-Саянской области (Пинус и Кузнецов, 1958а; Пинус, 1960 г. и др.).

Бирамьинский интрузивный комплекс. Бирамьинский интрузивный комплекс, представленный главным образом основными породами, известен во многих местах в Южном Прибайкалье и Южном Забайкалье; в частности в хребтах Хамар-Дабан, Моностой, Цаган-Дабан и в Тамирской гриве. В западной части описываемой территории этот комплекс выделен пока только по рч. Булуктай на правом берегу Джиды. Самые крупные интрузивные тела основных пород бирамьинского комплекса, достигающие в плане нескольких десятков квадратных километров, находятся в Хамар-Дабане (по рекам Мантурихе, Удунге и др.). По р. Джиде интрузии этого комплекса выступают среди отложений нижнего кембрия, а в других районах Южного Прибайкалья и Забайкалья вмещающими их образованиями служат протерозойские толщи. Кроме того, массивы бирамьинского комплекса встречаются на площади, сложенной более молодыми палеозойскими гранитоидами, образуя в них ксенолиты различной величины. Во многих местах наблюдается групповое расположение основных массивов, причем значительная их часть образует цепочки, вытянутые в одних случаях на северо-запад (по р. Джиде), в других — на северо-восток (хребет Хамар-Дабан), в полном соответствии с господствующим простиранением складчатой структуры вмещающих толщ.

Самыми распространенными породами бирамьинского комплекса являются габбро, габбро-диориты, слагающие почти нацело большинство известных интрузивных массивов. К менее распространенным принадлежат нориты, габбро-нориты, анортозиты и некоторые другие породы, близкие по составу к перечисленным. Все представители бирамьинского комплекса, встречаясь обычно совместно в одних и тех же интрузивных телах, связаны постепенными взаимными переходами. При этом диориты и габбро-диориты в большинстве случаев (например, в бассейне р. Джиды) слагают периферические части интрузивных тел, а породы более высокой основности — габбро и другие — сосредоточены преимущественно в их внутренней части, где на небольших участках встречаются разновидности, приближающиеся по составу к пироксенитам.

Текстура пород описываемого комплекса массивная, реже сланцеватая. Структура их главным образом среднезернистая, местами крупнозернистая, а близ контактов с вмещающими породами — мелкозернистая и порфириовидная. Наиболее типичными микроструктурами являются гипидиоморфнозернистая, диоритовая и панидиоморфнозернистая. В состав описываемых пород входят плагиоклаз (от андезина в диоритах до лабрадора и битовнита в габбро, анортозитах и др.), роговая обманка, моноклинный и ромбический пироксен. Роговая обманка принадлежит к числу главных породообразующих минералов не только в диоритах и габбро-диоритах, но и во многих разновидностях габбро, хотя в последних наряду с роговой обманкой обычно существенную роль играет моноклинный пироксен. В габбро-норитах, кроме того, в заметных количествах появляется ромбический пироксен, обогащение которым при соответствующем уменьшении содержания моноклинного пироксена ведет к переходу этих пород в нориты. Местами фемические минералы в основных породах почти исчезают и последние переходят в анортозиты. С другой стороны, доминирующее значение в основных породах иногда приобретает пироксен, и они становятся кое-где близкими по составу к ультраосновным.

Разнообразные породы бирамьинского комплекса содержат обильную мелкую вкрапленность рудных минералов, преимущественно магнетита и ильменита. Изредка в них, кроме того, встречаются пирротин и пирит. Из аксессуарных минералов распространен сфен, присутствие которого наряду с ильменитом обусловило повышенную титаноносность основных пород бирамьинского комплекса. Следует заметить, что химизм этого комплекса начал детально изучаться недавно и многое еще не выяснено. Однако некоторые известные специфические его стороны, например повышенная титаноносность, низкая магнизиальность и др., позволяют сделать вывод о базальтоидной природе родоначальной магмы бирамьинского комплекса.

Описываемый интрузивный комплекс включает и жильные породы — микрогаббро, габбро-порфириты, микрогаббро-диориты, аплиты и, возможно, другие. Они слагают небольшие дайки, обычно залегающие внутри основных родственных им массивов.

Вмещающие осадочно-метаморфические породы под воздействием основной интрузии испытали ороговикование и местами подверглись слабому скарнированию.

О возрасте бирамьинского интрузивного комплекса высказаны разные мнения. Его нижняя возрастная граница определяется только тем, что в бассейне р. Джиды соответственными основными породами секутся кембрийские отложения. К. А. Шалаев, впервые выделивший габбро и габбро-диориты в Джидинском районе, сначала отнес их к триасу, но позже совместно с П. И. Налетовым (Налетов и др., 1941) включил

в джидинскую интрузию, считавшуюся ими варисской. В последующих работах П. И. Налетовым (1956) возраст основной интрузии считался нижнепалеозойским, но подчеркивалась недостаточная ясность вопроса. Он считал, что габбро и габбро-диориты составляют лишь краевые фации массивов джидинской интрузии, среди которых преобладают гранитоидные. Л. М. Афанасьев (1954) относил основные породы бассейна р. Джиды частично к краевой фации описанной выше нижнепалеозойской ультраосновной интрузии. На самостоятельное значение комплекса основных пород в бассейне р. Джиды обращал внимание Е. Н. Смолянский (1958), впоследствии именовавший его зунгольским. Он относил основной интрузивный комплекс к нижнему палеозою, допуская его принадлежность к раннекаледонским образованиям. По данным Е. Н. Смолянского, основные породы бирамьинского комплекса рассечены не только различными гранитоидами джидинской интрузии, но также гранитами, которые, по его мнению, входят в нашитуйский интрузивный комплекс (долина Улейгчин на левобережье Джиды).

Основные интрузивные породы нижнепалеозойского возраста выделяются теперь во многих районах Байкальской горной области (Калинина и Малых, 1959). В Баргузинском хребте по долине р. Бирамьи¹ ими прорваны известняки с нижнекембрийской фауной. Аналогичные интрузивные образования в Средне-Витимской горной стране Н. П. Михно (1960а) отнес к первой фазе раннекаледонской интрузии. Однако Л. И. Салоп считает их протерозойскими.

Нашитуйский интрузивный комплекс. Этот комплекс выделен П. И. Налетовым (1956) в западной части бассейна р. Джиды. Большинство выявленных здесь выходов пород описываемого комплекса наряду с другими интрузивными образованиями сосредоточено в юго-западной и северо-восточной краевых частях Джидинского синклинория. Размеры выходов, как правило, невелики и поэтому не показаны на геологической карте. По мнению К. А. Шалаева (1935), П. И. Налетова (1956) и др., породами нашитуйского комплекса, ранее описывавшегося под названием «саянского», сложен также ряд массивов в хребте Хамар-Дабан. Эти породы отнесены к протерозою и частично к джидинскому интрузивному комплексу.

Нашитуйский комплекс представлен главным образом различными гранитоидами, роль других пород второстепенная. В него входят биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные и некоторые другие граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты. Объединяя почти все эти породы под названиями тарбагатайских, бурлтумургурских, харгантуйских и илингинских, П. И. Налетов (1935, 1941) пришел к выводу, что они связаны между собой постепенными переходами и принадлежат к разным фациям единой интрузии. Однако такой вывод вряд ли полностью соответствует действительности. Более вероятно, что формирование нашитуйского комплекса протекало в несколько последовательных стадий. Фактический материал пока не позволяет решить этот вопрос вполне определенно. Имеющиеся данные, например локализация некоторых гранитоидов в самостоятельных массивах, говорят в пользу стадийности процесса. К наиболее ранним образованиям, по-видимому, следует отнести диориты и гранодиориты, а к наиболее поздним — биотитовые и мусковитовые граниты. Породы нашитуйского интрузивного комплекса часто интенсивно гнейсированы, отличаются широким распространением сланцеватых текстур и сильным общим катаклизмом.

¹ Отсюда название бирамьинского комплекса, принятое для государственной геологической карты.

Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты имеют по сравнению с другими породами описываемого комплекса небольшое распространение. Залегая обычно совместно, они связаны постепенными взаимными переходами. Структуры этих пород изредка мелкозернистые, чаще среднезернистые и крупнозернистые, причем последние бывают резко порфиоровидными. Все названные типы пород представлены роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми разновидностями, причем биотит в наибольших количествах содержится в гранодиоритах. Последние по химическому составу иногда приближаются к гранитам (табл. 14, образец 69-4-4, взятый на правом берегу Джиды, выше устья Цакирки).

Таблица 14

Химический состав пород нашитуйского комплекса
(содержание в %)

Компоненты	Гранодиорит (образец 69-4-4)	Биотитовый гранит (образец 56-4-4)	Мусковитовый гранит (образец В-10-7)
SiO ₂	64,76	71,92	71,86
TiO ₂	0,14	0,19	0,06
Al ₂ O ₃	17,82	15,86	17,00
Fe ₂ O ₃	1,57	0,82	1,02
FeO	1,56	1,03	—
MnO	0,10	0,05	0,03
MgO	1,40	0,50	0,17
CaO	2,86	2,38	1,43
Na ₂ O	3,59	4,25	5,10
K ₂ O	3,35	2,18	1,13
P ₂ O ₅	0,44	0,08	0,07
SO ₃	—	0,04	0,05
П.п.п.	1,78	0,66	1,51
Сумма	99,37	99,96	99,43

П. И. Налетов (1935, 1956) отмечал, что диориты и гранодиориты незаметно переходят в более широко распространенные граниты, граносиениты и кварцевые сиениты, среди которых господствуют биотитовые, но имеются и переходные к гранодиоритам роговообманково-биотитовые и роговообманковые разновидности. Структуры гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов, так же как и у гранодиоритов, среднезернистые и крупнозернистые, а иногда крупнозернистые порфиоровидные. Из аксессуарных минералов в породах нашитуйского комплекса содержатся сфен, циркон, апатит и магнетит. В результате наложенных процессов местами появились гранат, пирит, мусковит, эпидот, хлорит.

Биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты, часто встречаясь вместе, образуют преимущественно самостоятельные тела, изолированные от гранодиоритов, диоритов и других пород, входящих в этот же комплекс. Граниты обычно обладают среднезернистой структурой и имеют желтовато-серую окраску. В их состав наряду с калиевыми полевыми шпатами в большом количестве входит кислый плагиоклаз (олигоклаз), а из аксессуарных минералов — циркон, апатит и магнетит. Изредка встречаются пирит, эпидот, хлорит. В табл. 14 приведены данные химических анализов биотитовых и мусковитовых гранитов нашитуйского комплекса (образцы 56-4-4 и В-10-7, взятые в верховье р. Джиды), причем выявляется большое их сходство не только друг с другом, но также с родственными им гранодиоритами. Микро-

скопические исследования показали, что образование мусковита в гранитах шло почти исключительно за счет биотита под воздействием постмагматических процессов, по-видимому связанных с более молодыми кислыми интрузиями.

К жильным производным, входящим в нашитуйский комплекс, относятся биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые микрограниты, микрогранодиориты, микродиориты, пегматиты и, возможно, другие породы.

В контактах с гранитоидами нашитуйского интрузивного комплекса вмещающие породы нижнего палеозоя испытали слабую мигматизацию и ороговикование, что обусловило появление в них биотита, роговой обманки, а местами, кроме того, граната, ставролита, андалузита и дистена.

Нашитуйский интрузивный комплекс большинством исследователей относится к нижнему палеозою. П. И. Налетов (1956) считает его каледонским, отмечая, что это еще не вполне доказано; Е. Н. Смолянский относит его к раннекаледонским образованиям. Нижняя возрастная граница комплекса определяется тем, что в ряде мест (в верховьях р. Джиды) нашитуйскими гранитоидами прорваны отложения нижнего палеозоя и гипербазиты цакирского комплекса. Кроме того, как отмечалось выше, предположительно нашитуйскими гранитами рассечены основные породы бирамьинского комплекса. Верхний предел возраста описываемого комплекса установлен по взаимоотношениям с джидинской интрузией, различными представителями которой, в том числе самыми древними, на многих участках прорваны образования нашитуйского комплекса. В самых древних породах джидинской интрузии, в частности в диоритах и гранодиоритах, на некоторых участках обнаружены ксенолиты более древних диоритов и кварцевых диоритов, сходных с одноименными породами нашитуйского комплекса.

Следует заметить, что сведения о нашитуйском интрузивном комплексе пока очень скудны и многое предстоит еще выяснить. Вероятно, во многих местах различные породы нашитуйского интрузивного комплекса ошибочно объединяются с другими образованиями, в одних случаях с более древними, в частности с протерозойскими, в других — с более молодыми, например относящимися к джидинскому интрузивному комплексу.

Образования, близкие и, возможно, одновозрастные с нашитуйским интрузивным комплексом, имеются на смежной территории. Так, в центральных районах Бурятии аналогичные породы выделил П. М. Хренов (1957), отнесший их к раннекаледонским. Позже Д. В. Ветров указал на присутствие к северу от Улан-Удэ среднекембрийских интрузивных пород, судя по описанию, сходных с нашитуйскими. Сходные с последними интрузивные породы Средне-Витимской горной страны включены Н. П. Михно (1960а) во вторую и третью фазы раннепалеозойской интрузии.

Обращает на себя внимание некоторое сходство нашитуйского комплекса с раннекаледонским таннуольским интрузивным комплексом (Пинус, 1960).

Джидинский интрузивный комплекс. Джидинский комплекс, описывавшийся многими исследователями под названием джидинской интрузии, включает разнообразные по составу породы (от ультракислых до основных, среди которых доминируют гранитоиды). По площади распространения в Южном Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье этот комплекс господствует над всеми прочими интрузивными образованиями, вместе взятыми. Массивы разной величины, сложенные породами джидинского комплекса, известны почти повсюду в южной части

Бурятии. Наиболее крупные из них занимают площади, измеряемые тысячами квадратных километров, в бассейне р. Джиды, на востоке Хамар-Дабана, а к востоку от р. Селенги — в хребтах Моностой, Цага-Дабан и др. В бассейне р. Джиды интрузивные тела рассматриваемого комплекса вытянуты на северо-запад в соответствии с простирающейся складчатой структуры нижнего палеозоя и располагаются главным образом на крыльях Джидинского синклинория. В восточной части хребта Хамар-Дабан и восточнее Селенги массивы джидинских гранитоидов вытянуты на северо-восток; здесь, по-видимому, они также приурочены к корням крупных нижнепалеозойских антиклинальных структур, верхние остовы которых глубоко срезаны денудацией.

Относительно возраста джидинского интрузивного комплекса имеются разные суждения. Многие исследователи бассейна р. Джиды смежной с ним территории, в том числе П. Е. Луненок, П. М. Клевенский, Н. И. Фомин, П. И. Налетов (1935), К. А. Шалаев (1935) и М. В. Бесова (1939), относили этот комплекс к варисскому циклу. Правда, М. В. Бесова допускала возможность его каледонского возраста, а П. Е. Луненок полагал, что он может быть связан с древне-киммерийской складчатостью. Следует иметь в виду, что вывод о принадлежности джидинского интрузивного комплекса к варисскому циклу косвенно опирался на существовавшее тогда мнение о наличии в бассейне Джиды морских отложений девона. Последние выделялись на геологических картах в соответствии с указаниями А. В. Львова (1924) и Б. Н. Артемьева (1934) о якобы сделанных ими находках морской девонской фауны, что впоследствии не подтвердилось (Налетов и др., 1941). Другая группа геологов, в том числе С. В. Обручев, М. Л. Лурье (1952б), Л. М. Афанасьев (1954), Н. А. Флоренсов (1954а), Е. Н. Смоленский (1958) и Н. П. Михно, считает джидинский интрузивный комплекс каледонским. К этому мнению, судя по последним работам, присоединился также и П. И. Налетов (1956).

Разнообразные породы джидинского интрузивного комплекса некоторые геологи рассматривали как различные «фации», связанные постепенными взаимными переходами и занимающие в интрузивных телах более или менее определенное положение (одни по периферии, другие во внутренних частях массивов и т. д.). Однако детальные исследования показали, что сложность джидинского интрузивного комплекса обусловлена в значительной мере стадийностью его формирования (Шалаев, 1935; Лурье, 1952а; Смоленский, 1958 и др.).

Существующий материал позволяет считать, что образование джидинского интрузивного комплекса происходило в четыре основные стадии, разделенные перерывами разной продолжительности. При этом Е. Н. Смоленский допускает, что эти стадии, возможно, относились не к одной, а к двум или трем самостоятельным интрузиям, из которых самые молодые могут оказаться даже варисскими. На геологической карте джидинский комплекс почти не расчленен. Только в некоторых районах выделены участки широкого распространения пород второй стадии.

Первая стадия джидинского интрузивного комплекса представлена гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и другими менее распространенными породами, в том числе дифференциатами основного состава — габбро-диоритами и габбро. Встречаясь совместно во многих интрузивных телах, перечисленные породы образуют постепенные взаимные переходы. Это приводит к появлению пород промежуточного состава, связывающих граниты с гранодиоритами, последние с кварцевыми диоритами и т. д., вплоть до габбро.

Как правило, описываемые породы имеют среднезернистую структуру, но местами, главным образом в контактах с вмещающими породами, их структура становится мелкозернистой и порфировидной. Во всех этих породах довольно широко распространены полосчатые текстуры, линейная и плоскостная ориентировка минералов (биотита, роговой обманки, полевых шпатов), сланцеватость и катаклиз (рис. 59 и 60). В зонах рассланцевания иногда встречаются дислокации, имеющие вид мелких складок (рис. 61). В гранодиоритах, кварцевых диоритах и диоритах наблюдаются шпировые выделения, по своему составу и прочим признакам близкие к микродиоритам и кварцевым микродиоритам. Форма шпировых выделений обычно линзообразная.

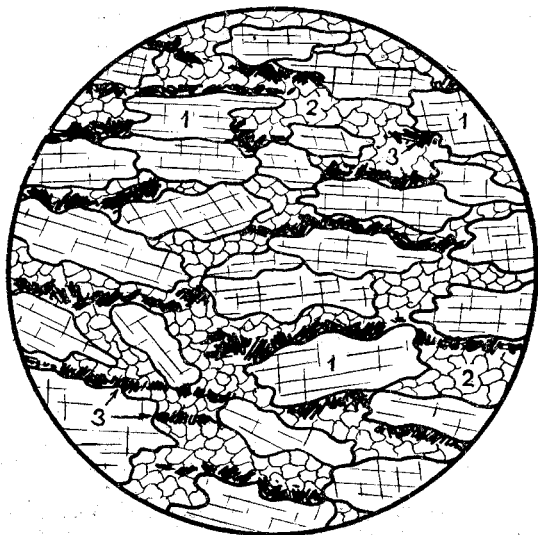


Рис. 59. Катаклазированный гнейсированный кварцевый диорит
1 — плагиоклаз; 2 — кварц и плагиоклаз; 3 — роговая обманка и биотит

Характерной чертой диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов является высокое содержание плагио-

минералов, кроме роговой обманки, в них присутствует биотит, который в большинстве случаев количественно уступает роговой обманке, но в гранитах, а местами и в гранодиоритах приобретает преобладающее значение среди феррических минералов. Калиевые полевые шпаты в диоритах и кварцевых диоритах имеются в незначительном количестве, а в гранодиоритах и особенно в гранитах они наряду с плагиоклазом становятся существенной составной частью. Из микроструктур самой характерной для описываемых пород является гипидиоморфность, но нередко наблюдается и диоритовая.

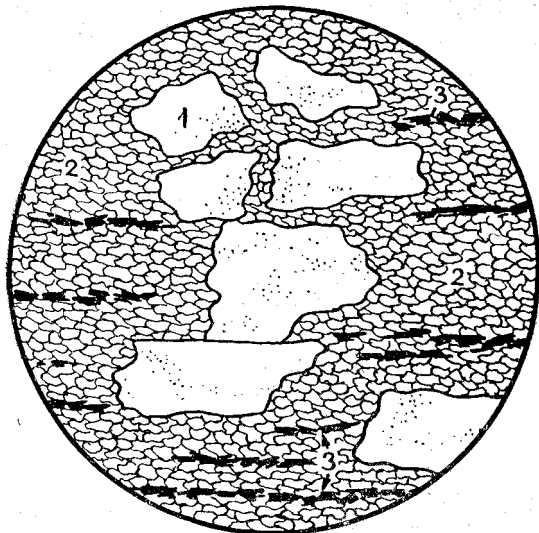


Рис. 60. Катаклазированный кварцевый диорит
1 — плагиоклаз; 2 — кварц и плагиоклаз; 3 — роговая обманка и биотит

Состав плагиоклаза, как показало микроскопическое изучение, изменяется от олигоклаза в гранитах до андезина № 34—42 в диоритах.

В единичных случаях в диоритах в зернах роговой обманки сохранились реликты неизмененного пироксена. Из акцес-

сорных минералов в описываемых породах первой стадии джидинского комплекса постоянно присутствуют магнетит, апатит, сфен и циркон. Кроме того, изредка попадаются ильменит и ортит. Вторичные измене-

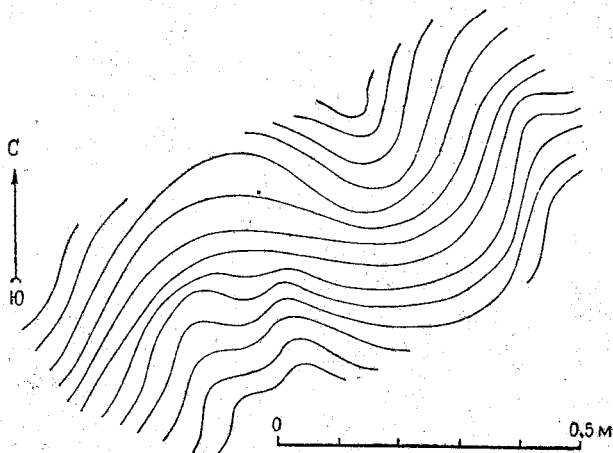


Рис. 61. Складкоподобные изгибы в гнейсированных и разбитых тонкими параллельными трещинками диоритах

ния пород выразились в образовании по плагиоклазу, преимущественно во внутренних частях зерен, соссюрита, эпидота, цоизита, кальцита и пелта, п р г й м н ке — эпидота, цоизита, рудного минерала и изредка хлорита, по биотиту — хлорита и в некоторых случаях — мусковита (рис. 62).

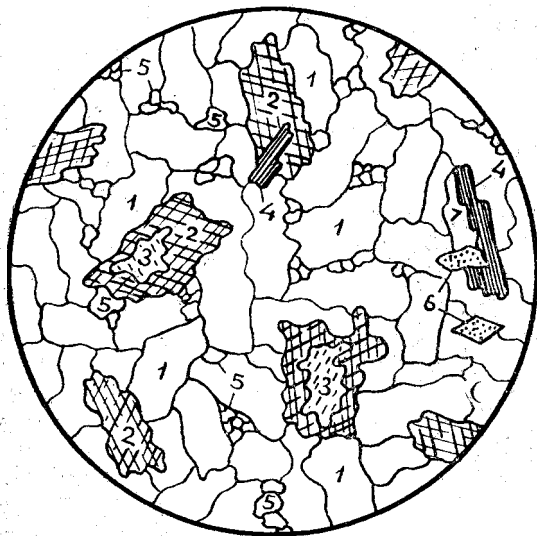


Рис. 62. Кварцевый диорит

1 — плагиоклаз; 2 — роговая обманка; 3 — пироксен; 4 — биотит; 5 — кварц; 6 — сфен; 7 — хлорит

Габбро, принадлежащее к первой стадии интрузии, состоит из лабрадора, роговой обманки и моноклинного пироксена. В габбро-диоритах содержание пироксена и роговой обманки меньше, чем в габбро, а плагиоклаз представлен андезином, близким к № 45. Аксессуары и вторичные минералы в габбро и габбро-диоритах те же, что и в других по одах ассматриваемой стадии.

По химическому составу породы первой стадии относятся к щелочно-земельному ряду (табл. 15). При их формировании, видимо, существенную роль играли процессы контаминации, на что указывают пересчеты результатов анализа и частая приуроченность диоритов к периферии интрузивных тел, в то время как кислые дифференциаты — гранодиориты и граниты — располагаются обычно во внутренних их частях. Обращает внимание также обилие диоритов в тех интрузивных.

Таблица 15

Химический состав пород первой стадии джидинского комплекса
(содержание в %)

Компоненты	Диорит кварцевый (образец 385)	Диорит кварцевый (образец 103-1-4)	Габбро (образец Б-132)	Габбро (образец 112-14-1)
SiO ₂	62,54	57,04	46,37	43,36
TiO ₂	—	0,72	0,35	1,05
Al ₂ O ₃	19,16	18,24	16,20	19,81
Fe ₂ O ₃	4,08	1,62	5,29	5,27
FeO	1,91	4,94	6,51	7,32
MgO	1,77	3,76	9,92	7,21
MnO	—	0,06	0,15	0,14
CaO	4,06	6,20	11,56	13,60
Na ₂ O	3,47	3,95	1,53	1,56
K ₂ O	1,84	2,87	0,56	0,12
P ₂ O ₅	—	—	0,14	0,02
SO ₃	—	—	0,04	—
H ₂ O	—	—	—	—
П.п.п	0,75	0,06	1,05	0,45
Сумма	99,58	99,91	99,67	100,07

телах и частях отдельных тел, которые попадают на площадь распространения нижнепалеозойских основных эффузивов.

Первая стадия описываемой интрузии завершилась образованием жильных пород, в числе которых имеются микродиориты, диорит-порфириты, кварцевые микродиориты, кварцевые диорит-порфиры, лампрофиры, микрограниты, аплиты, пегматиты и др.

Гранитоидами первой стадии интрузии прорваны разнообразные более древние образования — нижнепалеозойские отложения, породы цакирского и бирамынского интрузивных комплексов и, как отмечалось выше, породы нашитуйского интрузивного комплекса. Относительный верхний предел рассматриваемой интрузивной стадии определяется тем, что ее образования пересечены гранитоидами второй стадии интрузии.

Вторая стадия джидинского интрузивного комплекса представлена в основном биотитовыми разновидностями сиенитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов и сиенит-диоритов (монзонитов), которые, встречаясь во многих интрузивных телах вместе, связаны постепенными взаимными переходами. Окраска этих пород в большинстве случаев розовато-серая. Структура обычно среднезернистая, реже порфировидная и мелкозернистая. Две последние наблюдаются главным образом в контактовых зонах с вмещающими породами. Из микроструктур для перечисленных пород наиболее типична гипидиоморфнозернистая. На многих участках интрузивные породы обладают линейной и плоскостной ориентировкой минералов, кристаллы которых имеют пластинчатый или удлиненный габитус (биотит, полевые шпаты). В сиенитах и сиенит-диоритах довольно обильны шлировые выделения биотитовых мелкозернистых пород — микросиенитов, микросиенит-диоритов, микрогранитов и др.

Петрографически породы первой и второй стадий интрузии резко отличаются друг от друга. К главным составным частям пород второй стадии принадлежат калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, кварц и биотит. Калиевые полевые шпаты в этих породах, как правило, резко преобладают над плагиоклазом, который приобретает существенное зна-

чение только в сиенит-диоритах. В сиенитах, кварцевых сиенитах и граносиенитах его обычно немного, а иногда он отсутствует. Биотит во всех породах второй стадии присутствует всегда в заметных количествах (до 4—5%). Из цветных минералов, кроме биотита, в них иногда встречаются пироксен и роговая обманка.

Наиболее высоким содержанием кварца характеризуются граносиениты, в сиенитах он часто отсутствует. В этих породах постоянно наблюдаются образования по калиевым полевым шпатам альбита, представляющие по периферии кристаллов каемки, а во внутренних частях — обильные пертитовые вроски. Калиевые полевые шпаты в разной степени пелитизированы. Плаггиоклаз, принадлежащий к олигоклаз-андезину и андезину, по отношению к калиевым полевым шпатам всегда идиоморфен. Он несколько серицитизирован. Биотит, присутствующий в породах второй стадии интрузии в заметных количествах, во многих участках подвергся хлоритизации, а местами испытал мусковитизацию. Акцессорные минералы в описываемых породах представлены магнетитом, сфеном, апатитом и цирконом. В единичных случаях обнаружены цитролит, ильменит и гранат.

Данные химического состава наиболее распространенной разновидности сиенита (образец 82-3) приводятся в табл. 16.

Таблица 16

Химический состав сиенита второй стадии джидинского комплекса
(образец 82-3)

Компоненты	Содержание в %
SiO ₂	60,42
TiO ₂	0,70
Al ₂ O ₃	18,17
Fe ₂ O ₃	2,21
FeO	3,25
MnO	0,11
MgO	2,27
CaO	3,69
Na ₂ O	3,69
K ₂ O	4,62
P ₂ O ₅	0,40
SO ₃	0,03
П.п.п.	0,59
Сумма	100,15

К жильным дифференциатам второй стадии интрузии относятся преимущественно породы сиенитового состава — микросиениты и сиенит-порфиры.

Относительный возраст пород второй стадии интрузии определяется, с одной стороны, тем, что ими прорваны различные образования первой стадии той же интрузии, а с другой — тем, что они сами рассечены гранитами, представляющими следующую стадию описываемого комплекса.

Третья стадия джидинского интрузивного комплекса представлена в основном биотитовыми порфиroidными гранитами. Менее распространены здесь граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты, связанные с гранитами постепенными переходами и представленные пре-

и мушкетерно также биотитовыми порфиroidными разновидностями. Сиениты и кварцевые сиениты встречаются обычно по периферии отдельных интрузивных тел, сложенных в основном биотитовыми порфиroidными гранитами. На небольших участках среди биотитовых порфиroidных гранитов в единичных случаях наблюдаются переходы к гранодиоритам, диоритам и габбро-диоритам.

Окраска описываемых гранитов, граносиенитов, кварцевых сиенитов и сиенитов серая, розовато-серая, розово-серая. Текстура их обычно массивная, но иногда вкрапленники микроклина имеют ориентированное расположение. В большинстве массивов в этих породах довольно многочисленны шлировые выделения, имеющие линзообразную форму, а по составу и прочим признакам соответствующие биотитовым микрогранитам и микрограносиенитам (рис. 63, 64). Очень типична структура описываемых пород — почти повсеместно резко выраженная, порфиroid-

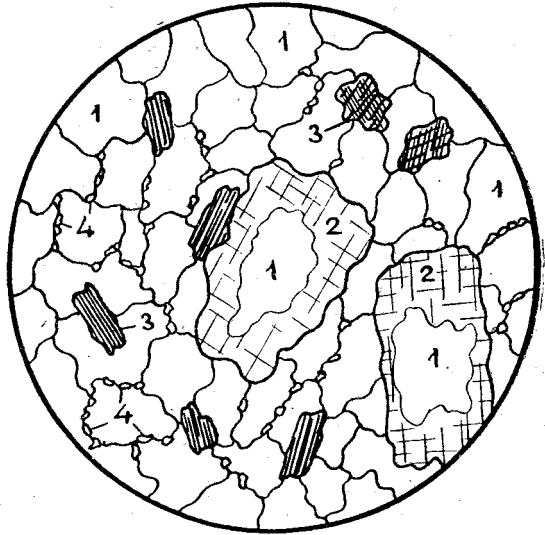


Рис. 63. Порфиroidный кварцевый сиенит
1 — калиевые полевые шпаты; 2 — альбит и альбит-олигоклаз; 3 — биотит и роговая обманка; 4 — кварц



Рис. 64. Порфиroidный биотитовый сиенит
1 — калиевые полевые шпаты; 2 — плагиоклаз; 3 — биотит; 4 — кварц; 5 — сфен

я. Вк. апленники в них представлены микроклином, образующим удлиненные кристаллы размером 2—3 см, иногда до 5 см. Основная масса породы чаще всего среднезернистая, изредка крупнозернистая или мелкозернистая. В гранитах она состоит почти исключительно из серого кварца, калиевых полевых шпатов и биотита. В относительно небольших количествах в нее входит плагиоклаз — олигоклаз и альбит, выделения которого наблюдаются, как правило, в кристаллах микроклина. При переходе от гранитов к граносиенитам, кварцевым сиенитам и затем сиенитам содержание кварца в породах уменьшается, а значение микроклина соответственно возрастает.

В гранодиоритах, диоритах и габбро-диоритах появляются в значительных количествах более основные плагиоклазы.

Из аксессуарных минералов в биотитовых порфиroidных гранитах и сиенитах присутствуют магнетит, сфен, апатит, циркон. Изредка кроме того, встречается ильменит.

Химический состав гранитов третьей стадии джидинского комплекса приведен в табл. 17. Отличительной их чертой является высокое содержание щелочей, особенно K_2O .

Таблица 17

Химический состав гранитов третьей стадии джидинского комплекса
(содержание в %)

Компоненты	Гранит биотитовый порфиroidный (образец 89-6-6)	Гранит биотитовый порфиroidный (образец 88-4)
SiO_2	70,48	66,80
TiO_2	0,15	0,30
Al_2O_3	15,95	17,11
Fe_2O_3	0,56	0,40
FeO	1,29	2,15
MnO	0,01	0,03
MgO	0,89	1,05
CaO	0,84	1,85
Na_2O	2,91	3,86
K_2O	6,20	6,20
P_2O_5	0,44	0,45
SO_3	0,03	—
H_2O	—	0,02
П.п.п.	0,52	0,37
Сумма	100,29	100,65

К жильным производным третьей стадии интрузии принадлежат биотитовые гранит-порфиры, биотитовые микрограниты, пегматиты и аплиты. Дайки всех этих пород обычно пространственно тяготеют к биотитовым порфиroidным гранитам.

Отношения взаимности порфиroidных биотитовых гранитов с сиенитами и сиенито-диоритами второй стадии интрузии следует заметить, что наряду с секущими контактами известны случаи постепенных взаимных переходов между ними. Это, возможно, свидетельствует об очень кратковременном перерыве в формировании описанных гранитоидов второй и третьей стадий интрузии. О том же самом говорят, по-видимому, и некоторые другие признаки — близость минерального состава у ряда их представителей, некоторые общие черты в химизме и т. д. Во многих местах биотитовые порфиroidные граниты прорваны лейкократовыми розовыми гранитами четвертой стадии.

Четвертая стадия джидинского интрузивного комплекса представлена в основном лейкократовыми розовыми гранитами и близкими к ним по облику граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами, встречающимися в краевых частях некоторых интрузивных тел.

Окраска этих пород розовая, красная, серовато-розовая, желтовато-розовая, иногда очень светлая, почти белая. Текстура их массивная структура, за редким исключением, равномернозернистая — чаще среднезернистая, реже крупнозернистая и мелкозернистая. Последняя наблюдается обычно вблизи контактов с вмещающими породами. Местами порфиroidная структура выражена нечетко. Наиболее типичной микроструктурой для лейкократовых гранитоидов является гипи-

диоморфнозернистая, на фоне которой сравнительно часто попадаются мелкие микропегматитовые участки.

В состав розовых лейкократовых гранитов (рис. 65), граносиенитов, кварцевых сиенитов и сиенитов входят калиевые полевые шпаты, кварц, плагиоклаз и биотит. Калиевые полевые шпаты (главная составная часть всех этих пород) представлены микроклином и преимущественно микроклин-микрпертитом. Кварц, присутствующий в наиболее значительных количествах в гранитах и граносиенитах, образует в большинстве случаев округлые зерна и обладает довольно постоянной густой серой окраской. Плагиоклаз-альбит и альбит-олигоклаз, кроме обильных пе титовых выделений по калиевым полевым шпатам, встречается в виде каемок вокруг отдельных зерен последних и в виде мелких идиоморфных кристалликов, рассеянных в породе. Биотит содержится в незначительных количествах, часто отсутствует. На контактах с вмещающими породами в них кое-где попадаются редкие мелкие кристаллики зеленой роговой обманки. Из аксессуарных минералов лейкократовые граниты и сиениты содержат магнетит, циркон, апатит, сфен. Изредка обнаруживаются рутил, анатаз и циртолит.

Химический состав лейкократовых гранитов четвертой стадии джидинского комплекса показан в табл. 18, из которой видно, что эти граниты характеризуются высоким содержанием элементов щелочной группы. При этом K_2O значительно преобладает над Na_2O . Содержание Fe_2O_3 , FeO , CaO и MgO в гранитах незначительно.

Жильные производные, связанные с лейкократовыми гранитами, включают розовые лейкократовые микрограниты и гранит-порфиры, микросиениты, сиенит-порфиры, микродиориты, диорит-порфириты, пегматиты и аплиты.

Выше указывалось на вероятную принадлежность лейкократовых гранитов к варисскому циклу. Секущие контакты со всеми более древними образованиями, включая и биотитовые порфировидные граниты третьей стадии, определяют нижнюю возрастную границу лейкократовых гранитов (и связанных с ними пород), отнесенных к самым молодым интрузивным образованиям в палеозое. Верхний предел возраста лейкократовых гранитов, граносиенитов и сиенитов определяется залеганием на их размытой поверхности эффузивных толщ, условно относимых к верхнему палеозою.

Остановимся кратко на явлениях метаморфизма, вызванного внедрением и формированием джидинского интрузивного комплекса. Контактный метаморфизм в связи с первой стадией интрузии выразился в мигматизации, перекристаллизации, серицитизации, хлоритизации, биотитизации и других изменениях, затронувших в той или иной сте-



Рис. 65. Лейкократовый гранит

1 — микроклин-микрпертит с каемкой альбита; 2 — калиевые полевые шпаты; 3 — кварц

Таблица 18

Химический состав лейкократового гранита четвертой стадии джидинского комплекса (Образец М-15)

Компоненты	Содержание в %
SiO ₂	72,28
TiO ₂	Следы
Al ₂ O ₃	18,35
Fe ₂ O ₃	0,47
FeO	0,28
MnO	Следы
MgO	0,21
CaO	0,54
Na ₂ O	2,52
K ₂ O	5,71
P ₂ O ₅	0,09
SO ₃	0,01
П.п.п.	0,35
Сумма	100,82

пени разнообразные вмещающие породы. Мигматизация вмещающих пород, в общем, не получила большого развития, захватив узкие экзо-контактные зоны отдельных интрузивов. Этот процесс сопровождался амфиболитизацией и биотитизацией, в результате чего вмещающие породы иногда превращались в амфиболовые и биотитовые гнейсы. Карбонатные породы на многих участках были мраморизованы и осветлены. Сланцы, песчаники и нижнепалеозойские эффузивы (бассейн р. Джиды) испытали серицитизацию, хлоритизацию, эпидотизацию, амфиболитизацию и другие изменения. Эффузивы, испытавшие, кроме того, интенсивное динамическое воздействие, почти утратили свои первоначальные признаки и на значительной территории превратились в зеленые сланцы. В некоторых сланцах в контактах с гранодиоритовыми массивами появились новообразования ставролита, дистена, граната и турмалина. По-видимому, с первой стадией интрузии в Джидинском районе была связана широко распространенная пиритизация нижнепалеозойских отложений, которая проявилась в виде обогащения пиритом широких зон северо-западного простирания.

В контактах с более молодыми палеозойскими гранитоидами и связанными с ними дифференциатами (принадлежащими ко второй, третьей и четвертой стадиям интрузии) распространены роговики, ореолы которых достигают в ширину многих сотен метров. Во многих местах в этих контактах карбонатсодержащие породы превращены в гранатовые, гранат-пироксеновые и другие скарны. Роговики и скарны местами обильно насыщены мелкими кристалликами пирита, а иногда несут слабую свинцовую, цинковую и медную минерализацию. Кроме того, в скарнах встречается магнетит.

С палеозойскими гранитоидами в районах Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья генетически связаны кварцевые и кварцево-кальцитовые жилы, в которых изредка наблюдаются рассеянные образования пирита и халькопирита.

Судя по данным Е. В. Павловского (1949 и др.), М. Л. Лурье (1952а), С. В. Обручева, Д. В. Титова, К. А. Шахварстовой (1954), Л. И. Салопа (1954), И. М. Широбокова, К. П. Калининой (1959),

Н. П. Михно (1960а), П. М. Хренова, Л. Н. Малышевой, Д. В. Ветрова и др., различные интрузивные образования нижнепалеозойского возраста, синхронные джидинскому комплексу, широко распространены в Байкальской горной области (они объединяются некоторыми геологами в витимканский интрузивный комплекс) и в Восточном Саяне.

В приведенную схему палеозойского магматизма Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья будут, вероятно, внесены существенные уточнения. Палеозойские интрузии в Южном Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье стали выделяться сравнительно недавно (Обручев, 1929, 1935, 1936). Из-за ограниченного распространения палеонтологически охарактеризованных палеозойских отложений выделение палеозойских интрузивных образований здесь сопряжено с большими трудностями. Возможно, что в одних случаях палеозойские интрузивные породы принимаются за докембрийские, а в других — в число палеозойских интрузий ошибочно включены более древние или более молодые (мезозойские).

Вопрос о возрасте джидинского интрузивного комплекса окончательно не решен. Некоторые исследователи считают его варисским. Несостоятельность этой точки зрения состоит в том, что она допускает максимальное развитие интрузивных процессов на большой территории, в том числе в Джидинском районе, намного позже каледонского складкообразования, которым здесь (почти по общему признанию) завершилось геосинклинальное развитие. Следует иметь в виду, что, когда джидинская гранитная интрузия впервые была выделена как варисская (Налетов, 1935), господствовали представления о том, что в бассейне Джиды широко распространены отложения девона. Когда было доказано (Налетов и др., 1941), что за девон ошибочно принимается кембрий¹, соответствующих изменений в определении возраста интрузивных образований, рвущих кембрий, внесено не было.

Известно, что гранитоиды и другие интрузивные образования, считающиеся аналогами различных пород джидинского комплекса, выделяются и в Восточном Забайкалье, где определения абсолютного возраста показали их принадлежность к нижнему палеозою, т. е. к каледонидам (Деньгин, 1958; Старченко, 1960; Козубова, 1960 и др.).

Выше отмечалось, что некоторые геологи считают вероятным наличие на рассматриваемой площади (особенно на юге и юго-востоке) варисских интрузивных пород, в частности образований даурского интрузивного комплекса, но их роль по сравнению с каледонскими менее значительна.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ, ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ И ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Значение нижнепалеозойского магматизма в геологической истории Витимского плоскогорья, хребтов Морского, Баргузинского, Икатского, Южно-Муйского и Улан-Бургасы оценивается исследователями по-разному. Наиболее известны представления М. М. Тетяева (1939), который, как Делонэ (1911) и А. А. Борисяк (1923), был убежден в широком распространении в Забайкалье каледонских интрузий. В. А. Обручев (1936) исключал возможность проявления здесь каледонских интрузий. Дискуссия по этому вопросу тянется уже очень давно (Домбровский, 1940; Павловский, 1948а, 1956; Павловский и Флоренсов,

¹ Поскольку находка морской девонской фауны на р. Джиде полностью не опровергнута, а изученность слонистых толщ в этом районе недостаточна, нельзя категорически отвергать возможность наличия здесь девонских отложений, а следовательно, и возможность будущей переоценки возраста джидинской гранитоидной интрузии.

1951; Иванов, 1949а; Арсеньев и Нечаева, 1953; Обручев и Великославинский, 1953б). Д. В. Наливкин на геологической и Н. С. Шатский на тектонической картах нижнепалеозойским магматическим комплексам отвели на рассматриваемой территории очень скромную роль.

Последующие исследования в ряде случаев позволили уверенно выделить нижнепалеозойские интрузии среди докембрийских интрузивных пород (Шахарстова, 1954; Павловский, Хренов, Беличенко, 1954; Шер, 1957; Флоренсов, 1954а; Шобогоров, 1956; Хренов, 1957; Салоп, 1958; Ескин и Беличенко, 1958б; Калинина, Малых, 1959). В Западном Забайкалье (бассейн р. Селенги — низовья рек Джиды, Чикоя и Хилка) нижнепалеозойские интрузии выделялись давно (Белоусов и др., 1932; Клевенский, 1935; Налетов, 1941).

Наиболее широко нижнепалеозойские интрузии распространены в Юго-Западном и Западном Забайкалье. На Витимском плоскогорье, в хребтах Икатском, Южно-Муйском и Баргузинском нижнепалеозойские магматические комплексы отделяются от протерозойских еще с трудом. Это выделение уверенно производится лишь в тех районах, где выяснены соотношения магматических пород с заведомо кембрийскими толщами (Баргузинский хребет, бассейны рек Кыдымита, Холоя). В других местах отнесение тех или иных интрузий к нижнепалеозойскому циклу достигается путем сравнения или непрерывного прослеживания в районах, где эти интрузии датируются более или менее уверенно как каледонские.

Повсеместно среди магматических пород нижнего палеозоя выделяются два самостоятельных интрузивных комплекса — основного (реже ультраосновного) и кислого состава.

Основные интрузивные породы встречаются сравнительно часто. Они слагают небольшие массивы в бассейнах рек Курбы (Хаильский), Кудуна (Михайловский), Турки (Атарханский), Амалата, Витима, в хребте Моностой (Арсеньевский) и в других местах. Размеры массивов в современном срезе варьируют в широких пределах: от 1,5 до 150 км². Их нижнепалеозойский возраст определяется по взаимоотношению с кембрийскими осадками. Так, в северо-восточной части Баргузинского хребта, по данным А. В. Колесникова и З. М. Анисимовой, габбро прорывают фаунистически охарактеризованные толщи кембрия. В других местах установлено наличие ксенолитов габброидов в нижнепалеозойских гранитах. В таких случаях нижняя возрастная граница основных пород остается неясной.

В составе комплекса основных пород выделены габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты и диориты. Обычно в центральной части массивов основных пород находится габбро, которое по мере продвижения к периферии сменяется габбро-диоритами, диоритами и даже кварцевыми диоритами и сиенит-диоритами. Вместе с тем имеются массивы, состоящие почти нацело из различных разновидностей габбро. Например, в Хаильском массиве, по сообщениям Г. А. Соколова и А. Ф. Китайника, установлены следующие разновидности габбро: нормальные (с моноклинным пироксеном), габбро-нориты, оливковые габбро (с моноклинным пироксеном и оливином), троктолиты (только с оливином), анортозиты, роговообманковые габбро, биотитово-роговообманковые габбро и биотитовые габбро. Разновидности, содержащие биотит, преобладают. Анортозиты менее распространены; они образуют жилоподобные и линзовидные тела в обычном габбро.

Примером кольцевого строения является Арсеньевский массив, расположенный на юго-восточном склоне хребта Моностой. Он изучен лучше, чем другие базитовые массивы хребта Моностой (Убукунский, Хободольский, Верхне-Сутольский и Зуевско-Бургастайский). По дан-

ным С. М. Смирнова и А. И. Перелыгиной, Арсеньевский массив имеет в плане изометричную форму, площадь его составляет примерно 50 км². В центральной части массива развиты анортозиты и габбро-анортозиты, постепенно сменяющиеся поясом габбро, ширина которого колеблется в пределах 1 км. В этом поясе встречается нормальное, оливковое, роговообманковое и биотитовое габбро. Во внешних частях пояса в габбро появляется калиевый полевой шпат, уменьшается содержание пироксена, а оливин полностью исчезает. Таким образом происходит постепенный переход ко второму поясу, имеющему весьма непостоянную ширину (от 1—2 до 1000 м), где, кроме габбро-сиенитов и монцонитов, встречаются небольшие участки габбро-диоритов, диоритов и сиенитов. К периферической части массива приурочены сиениты. В контактах с вмещающими метаморфическими породами развиты гибридные породы, диорит-сиениты и сиенит-анортозиты.

О строении других массивов основных пород имеются отрывочные сведения. Например, Михайловский массив (рч. Зун-Шархай, бассейн Кудуна), согласно И. Б. Булнаеву, Н. М. Ивченко и В. Н. Казанову, сложен габбро, габбро-диоритами и диоритами, образующими непрерывный ряд взаимопереходов. Интересный массив ультраосновных пород описан Д. В. Ветровым в бассейне р. Турки (рч. Атархан). В этом массиве обнаружены серпентиниты, перидотиты, габбро и габбро-нориты. Преобладают ультраосновные разновидности.

При сравнении петрографического состава основных пород из различных массивов выявляется их определенное сходство, что позволяет дать общую характеристику всех встречающихся разновидностей.

Габброидные породы обычно обладают мелко- и среднезернистым сложением, редко встречаются крупнозернистые и порфиридные разновидности. Они имеют темно-серый, темно-зеленый, зеленовато-черный цвет часто с фиолетовым или фиолетово-синеватым оттенком. В них макроскопически хорошо различаются полевые шпаты, пироксены, роговая обманка, эпидот и рудные минералы. Текстура габброидов массивная, реже такситовая и полосчатая; структура габбровая, офитовая, иногда пойкилитовая и сидеронитовая. Главными породообразующими минералами габброидов являются плагиоклазы, пироксены, оливин, роговая обманка и биотит; аксессуарные минералы представлены магнетитом, гематитом, ильменитом, сфеном, шпинелью, апатитом и редко турмалином и ортитом; из вторичных минералов в том или ином количестве присутствуют серпентин, тальк, иддингсит, амфиболы, серицит, хлорит, эпидот, карбонат. Количественные соотношения главных породообразующих минералов весьма непостоянны, с чем и связано обилие разновидностей габбро.

Плагиоклазы образуют таблички различных размеров (от 0,5 до 5 мм); в порфиридных разновидностях вкрапленники достигают 1 см. Хорошо заметно двойниковое строение (закон двойникования альбитовый), хотя нередко зональные зерна. В нормальном габбро преобладает лабрадор № 50—60, иногда отмечается андезин № 45—48 или битовнит № 75. Содержание плагиоклазов меняется от 50% в габбро до 90% в анортозитах.

Пироксены относятся преимущественно к диопсид-авгитовому ряду (cNg колеблется от 36 до 80°), реже встречается диаллаг, а в габбро-норитах и норитах — гиперстен. Моноклинные пироксены образуют изометричные зерна размером от 1 до 5 мм; обычно замещаются роговой обманкой, реже биотитом.

Оливин отмечен не во всех разновидностях габбро, хотя иногда совместно с пироксеном является главным цветным минералом (оливковое габбро). Этот минерал подвержен сильному изменению и почти

нацело замещен серпентином, идингситом и тальком. Место округлых или изометричных зерен оливина занимает агрегат серпентинита и мелких выделений рудного минерала. Роговая обманка встречается в виде удлиненно-призматических и шестоватых зерен размером до 5 мм. В некоторых габброидах она представлена бурой или зеленой разновидностью; cNg колеблется от 15 до 24°; схема абсорбции $Ng > Nm > Np$; по Ng плеохроирует темно-зеленым, бурым цветом; по Nm — зеленовато-буровато-желтым, бурым; по Np — светло-желтым, буровато-желтым. По периферии зерна роговой обманки замещаются биотитом, который является непременным компонентом почти всех разновидностей габброидов. Он особенно характерен для габброидов Хаильского массива. Часто биотит образует пойкилитовые вроски в плагиоклазах, развивается по пироксену и роговой обманке.

Акцессорные минералы в габброидах местами достигают больших концентраций и образуют рудные зоны. Так, ильменит и магнетит иногда составляют 30—90% объема рудных зон (массивы Арсеньевский, Хаильский, Михайловский).

Последовательность выделения минералов в габброидах примерно такова: акцессорные — оливин — плагиоклаз — пироксены — роговая обманка — биотит.

Диориты связаны постепенными переходами через габбро-диориты с габбро, отличаются более светлой окраской. Это главным образом серые, зеленовато-серые и светло-серые мелко- и среднезернистые массивные породы. Средний размер зерен плагиоклаза 1,5×2 мм, а цветных минералов 2×3 мм. Минеральный состав следующий: андезин № 35—45 (40—45%) в виде хорошо образованных призматических зерен, часто слабо зонален; обыкновенная роговая обманка (25%) в удлиненных шестоватых зернах, лишенных правильных ограничений, cNg изменяется в пределах 15—18°; плеохроизм резкий, по Ng темно-зеленый, по Nm зеленый, по Np светло-зеленый; бурый биотит (10—15%) часто находится в пойкилитовом прорастании с роговой обманкой, по нему развиваются эпидот и хлорит; моноклинный пироксен имеет подчиненное значение, иногда замещается актинолитом. Из акцессорных минералов отмечены рудный минерал (магнетит, ильменит, иногда до 7%), апатит и циркон. Обильны эпимагматические минералы: серицит, хлорит, эпидот, карбонат и лейкоксен. Диориты и габбро-диориты имеют гипидиоморфнозернистую, реже габбровую структуру.

Из других пород рассматриваемого комплекса отмечаются габбро-сиениты, в которых, кроме плагиоклаза, роговой обманки и пироксена, находится значительное количество калиевого полевого шпата (до 25%). Свообразные породы — сиенит-анортозиты — описаны С. М. Смирновым и А. И. Перелыгиной (1959) в Арсеньевском массиве, где они залегают в виде линейно вытянутых тел в контакте сиенитов и габбро-сиенитов. Сиенит-анортозиты имеют средне- и крупнозернистую структуру и состоят главным образом из плагиоклаза (андезин № 42—48, иногда лабрадор № 58) и калиевого полевого шпата с незначительной примесью биотита (5—7%). Названные авторы считают, что эти породы произошли из анортозитов или плагиосиенитов в результате калиевого метасоматоза.

О генезисе основных пород Западного Забайкалья существуют различные мнения. Так, для объяснения происхождения Хаильского габброидного массива Г. А. Соколов предполагает ассимиляцию гранитной магмой значительных масс древних основных эффузивов. Он считает, что контактовые отношения между габбро и гранитоидами характеризуются как отношения между фациями одного и того же массива. А. Ф. Китайник выдвигает другую гипотезу образования габброидов

Хаильского массива. Он полагает, что габброиды образовались в результате кристаллизационной дифференциации самостоятельного, не связанного с гранитами магматического очага. Гранитоиды сформировались позднее, чем габбро.

Габброиды хребта Моностой, как полагают С. М. Смирнов и А. И. Перельгина (1959), формировались в течение длительного времени в спокойной тектонической обстановке, способствовавшей развитию дифференциации. Последнее подтверждается кольцевым строением массивов, постепенными переходами между различными типами пород, наличием широкой зоны промежуточных пород между крайними членами дифференциации — габброидами и сиенитами.

В размещении массивов основных пород не улавливается какой-либо четкой закономерности. Они особенно многочисленны в так называемой Удино-Витимской структурной зоне, где их расположение, возможно, предопределено разрывной тектоникой. Вместе с тем основные интрузии могут быть связаны с ранними этапами развития нижнепалеозойской геосинклинали, т. е. относиться к категории доскладчатых магматических тел.

Химический состав габброидных и связанных с ними пород изучен еще очень слабо. Немногочисленные химические анализы (табл. 19) не могут претендовать на сколько-нибудь представительное отображение их химизма.

Таблица 19

Химический состав основных пород
(содержание в %)

Компоненты	№ анализа				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,16	48,19	54,34	52,12	51,49
TiO ₂	2,52	0,58	0,97	0,78	0,39
Al ₂ O ₃	17,98	20,28	24,63	20,14	17,68
Fe ₂ O ₃	5,86	5,05	2,56	6,23	8,32
FeO	5,37	4,15	2,77	4,39	12,82
MnO	0,12	0,07	0,01	0,07	—
MgO	4,13	6,96	1,74	3,81	0,88
CaO	8,21	10,49	6,64	5,64	1,76
Na ₂ O	3,43	2,57	5,37	3,10	3,52
K ₂ O	0,76	1,04	1,04	2,36	2,32
P ₂ O ₅	0,27	0,34	0,27	0,46	—
+H ₂ O	0,20	0,24	0,52	0,34	—
-H ₂ O	0,12	—	—	—	1,53
П.п.я.	0,40	0,12	—	—	—
Сумма	99,53	100,08	100,36	99,43	100,71

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	a	c	b	s	c'	a'	f'	m'	n	Q
1	9,2	8,2	19,6	63,0	7,0	—	55,0	38,0	87,6	-10,4
2	7,5	13,2	22,1	57,5	—	5,8	38,8	55,4	78,3	-13,2
3	14,0	8,5	11,7	65,8	—	30,1	43,5	26,4	88,3	-4,9
4	23,6	6,1	16,8	53,2	—	15,8	50,4	33,8	67,0	-41,5
5	10,87	2,1	29,1	58,0	—	29,3	65,6	5,1	70,0	-7,6

1 — габбро, хр. Моностой, Арсеньевский массив (Смирнов и Перельгина, 1958); 2 — оливинное габбро, там же; 3 — габбро-анортозит, там же; 4 — габбро-сиенит, там же; 5 — габбро-диорит, хр. Ганзурицкий (Обручев, 1914).

Из данных табл. 19 видно, что габбро (анализ № 1) и оливинное габбро (анализ № 2) довольно близки к габбро и его оливинным разновидностям (по Дэли, 1933). Они несколько отличаются большим содержанием щелочей, магнезии и железа. Промежуточные типы пород — габбро-анортозит (анализ № 3), габбро-сиенит (анализ № 4) и габбро-диорит (анализ № 5) — характеризуются повышенной щелочностью, увеличенным содержанием феррических компонентов и кремнезема.

Гранитоиды весьма широко распространены по всему Западному Забайкалью. Они слагают крупные плутоны (площадь в сотни квадратных километров) в хребтах Ганзуринском, Цаган-Дабан, Моностойском, в бассейне р. Уды, по левобережью р. Селенги. В этих районах интрузивные массивы преимущественно кислого состава в свое время выделялись под названием «большой гранитной интрузии» П. М. Клевенским, Б. А. Ивановым, А. М. Бильтаевым, П. И. Налетовым и др. Возраст интрузии определялся в широких пределах: от нижнего палеозоя до среднего мезозоя. По мере накопления новых фактов в составе интрузии было выделено несколько возрастных комплексов. Большая часть интрузий, главным образом кислого состава, объединена в джидинский интрузивный комплекс, в котором выделяется много петрографических разновидностей.

Хронологическое положение джидинского комплекса неясно. Достаточно точно установлена лишь его нижняя возрастная граница. В бассейнах рек Джиды, Кыдымита, Ульдзуйтуя граниты этого комплекса прорывают охарактеризованные археоциатовой фауной толщи нижнего кембрия. На джидинских гранитоидах с размывом залегают вулканогенные толщи, относимые к триасу. Следовательно, промежуток времени, в течение которого мог сформироваться джидинский интрузивный комплекс, оказывается весьма велик — по существу весь палеозой. Многие исследователи склонны относить этот комплекс к среднему палеозою, сравнивая его с так называемым даурским комплексом Центрального Забайкалья (Зачикойская горная страна). Другая часть исследователей, к которой принадлежит и П. М. Хренов, связывает мощные интрузии кислой магмы в Западном Забайкалье с раннекаледонской (салаирской) фазой складчатости, основываясь на том, что в этой области пока нигде не известны геосинклинальные образования моложе по крайней мере ордовика.

В самом деле, кажется маловероятным образование огромных масс джидинских гранитов без предварительной геосинклинальной подготовки земной коры, тем более, что сами гранитные интрузии несут черты синорогенных¹. Тем не менее, учитывая существующие противоречия во мнениях о возрасте джидинского комплекса и невозможность обоснованного его расчленения, мы считаем правильным ограничиваться теми широкими рамками, в которые заключен возраст джидинских гранитоидов на геологической карте, т. е. палеозоем в целом.

В составе джидинского интрузивного комплекса различают породы основного, кислого и щелочного ряда. Некоторые исследователи считают возможным выделить внутри комплекса три самостоятельные интрузивные фазы. К первой фазе обычно относят сиениты и граносиениты, ко второй — различные граниты и к третьей — лейкократовые и аляскитовые граниты. Приводим краткую характеристику петрографических типов пород джидинского комплекса, развитого главным обра-

¹ По существующим представлениям, среднепалеозойская (раннегерцинская) складчатая область располагается в основном вне территории Бурятии — на площади Читинской области и Монгольской Народной Республики. — *Прим. ред.*

зом в бассейнах рек Уды, Курбы, в хребтах Цаган-Дабан и Ганзуринском.

Первая фаза джидинского комплекса представлена сиенитами, кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Они слагают крупные плутоны и массивы изометричной формы, иногда вытянутые в северо-восточном направлении. В размещении сиенитов нет какой-либо явной закономерности. Они встречаются в основном там же, где и граниты второй интрузивной фазы.

Все разновидности сиенитов обладают светлой окраской. Это — красные, розовые, серовато- или желтовато-розовые, светло-серые, крупно- и среднезернистой, реже порфиroidной структуры массивные породы. В сиенитах макроскопически хорошо различимы таблитчатые кристаллы розового, иногда красного, голубовато-серого или желтовато-белого полевого шпата, чешуйки темно-бурого биотита, длиннопризматические и шестоватые зеленовато-черные зерна роговой обманки; в кварцевых сиенитах и граносиенитах, кроме того, имеется небольшое количество молочно-белого или водяно-прозрачного кварца. Вкрапления полевых шпатов в порфиroidных разновидностях сиенитов обычно имеют короткостолбчатую форму (1×1,5 см), часто включают в себя мелкие чешуйки биотита. Структура сиенитов порфиroidная, с гипидиоморфнозернистой или гранитовой структурой основной массы. Их главными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат (от 60 до 95%), плагиоклаз (от 0 до 10%), роговая обманка (до 10%), биотит (2—20%); из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, циркон, рудный минерал. Вторичные изменения ограничиваются пелитизацией, хлоритизацией и серицитизацией.

Калиевый полевой шпат, представленный обычно микроклином — микропертитом, образует таблитчатые зерна размером до 0,5—0,8 см. В заметно пелитизированном микроклине содержатся неправильной, веретенообразной, линзовидной формы пертитовые вроски полисинтетически сдвойникового альбита, присутствующие почти в равном соотношении с калиевым полевым шпатом.

Плагиоклаз не характерен для сиенитов. Он встречается в виде табличек, более идиоморфных, чем зерна микроклина. В разных массивах плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом № 5—10 или олигоклазом № 15—20. Очень редко встречаются зональные зерна плагиоклаза. В этом случае более основные ядра их серицитизированы.

Цветные минералы — биотит и роговая обманка — присутствуют как по отдельности, так и совместно. Зеленая роговая обманка образует длиннопризматические и неправильной формы зерна, плеохроирующие от буровато-зеленого цвета по *Np* до зеленого по *Ng* с углом угасания 18—22°; замещается биотитом и хлоритом. Биотит в виде неправильных табличек темно-бурого, красновато-бурого и черного цвета почти всегда содержит зерна циркона, апатита и рудного минерала. Изредка по биотиту развиваются хлорит и серицит.

В периферических частях интрузивов, сложенных сиенитами, встречаются кварцевые сиениты, граносиениты, сиенит-диориты и габбро-сиениты. При этом в составе указанных пород появляются соответствующие минералы: кварц, плагиоклаз (андезин в сиенит-диоритах и лабрадор в габбро-сиенитах), пироксен и др. Большая часть этих пород, по-видимому, возникла путем ассимиляции сиенитовой магмой вмещающих пород (карбонатных, глинистых пород и эффузивов). Основные породы, в частности габбро в Моностойском хребте, возникли путем кристаллизационной дифференциации сиенитовой магмы (Смирнов и Перелыгина, 1959).

Вторая фаза джидинского комплекса представлена многочисленными разновидностями гранитов и их жильных производных. В красных частях плутонов часто наблюдаются основные породы — габбро, габбро-диориты и гранодиориты.

Граниты второй фазы обычно образуют крупные плутоны батолитового типа, хотя нередко сравнительно небольшие массивы или штоки. В большинстве случаев это изометричные тела, но местами они имеют отчетливую северо-восточную ориентировку, согласную с господствующим простиранием крупных складок нижнего палеозоя.

Среди гранитов по текстурно-структурным особенностям выделяются средне- и крупнозернистые, нередко порфириовидные разновидности лейкократового облика. Они имеют розовую, серовато-розовую, розовато-светло-серую и реже красную окраску. По соотношению цветных минералов граниты разделяются на биотитовые, биотитово-роговообманковые и роговообманково-биотитовые. В порфириовидных вкрапленниках находится розовый полевой шпат в виде табличек длиной от 1—2 до 3—4 см. В основной средне- и крупнозернистой массе гранитов хорошо различимы таблички и зерна белого, местами желтовато-белого, розовато-желтого и красного полевого шпата, молочно-белого или серого кварца, листочки темно-бурого или черного биотита, шестоватые зерна зеленовато-черной роговой обманки. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, порфириовидная, основной массы гранитная, аллотриоморфнозернистая; текстура массивная.

Минеральный состав следующий: калиевый полевой шпат (40—60%), плагиоклаз (15—30%), кварц (20—30%), биотит (5—8%), иногда роговая обманка (до 5%); из аксессуарных минералов присутствуют сфен, апатит, циркон, рудный минерал, ортит; эпимагматические минералы представлены серицитом, хлоритом, лейкоксеном, мусковитом, эпидотом, альбитом. Калиевый полевой шпат (преимущественно решетчатый микроклин) образует изометричные, реже таблитчатые зерна размером от 0,1 до 0,8 см в основной массе и порфириовидные вкрапленники. В некоторых разновидностях гранитов полевой шпат представлен главным образом микроклин-микрпертитом. Альбитовые и альбитово-олигоклазовые пертитовые вроски, имеющие причудливую веретенообразную форму, занимают иногда более 50% площади зерна. По микроклину развиваются серицит и пелит.

Плагиоклаз — олигоклаз № 15—20 — встречается в виде таблитчатых зерен, более идиоморфных, чем калиевый полевой шпат. Изредка он присутствует в порфириовидных разновидностях. Обычно обладает тонким полисинтетическим двойникованием, но иногда встречаются зональные зерна. По плагиоклазу развиваются серицит и мусковит, и в целом он более изменен, чем калиевый полевой шпат.

Кварц — наиболее поздний по времени выделения минерал — образует изометричные зерна размером до 5 мм. Биотит является второстепенным минералом в составе гранитов. В проходящем свете он темно-бурый, иногда красно-бурый, плеохроирует по *Ng* темно-бурым, по *Nt* буровато-красным, по *Np* светло-желтоватым цветом. В тесной ассоциации с биотитом находятся циркон, ортит, рудный минерал и апатит. Нередко они включены в таблички биотита, причем вокруг зерен ортита и циркона заметны плеохроичные оболочки. По биотиту развиваются серицит и хлорит, редко эпидот и мусковит. Зеленая роговая обманка (обыкновенная) не является обязательным компонентом гранитов; она часто встречается в краевых частях массивов, образуя обычно идиоморфные зерна, иногда с хорошо выраженными простыми двойниками. Плеохроирует по *Ng* темно-зеленым, по *Nt* зеленым, по *Np* светло-зеленым цветом, угол *cNg* колеблется в пределах 17—22°.

Как отмечалось выше, в краевых частях плутонов граниты довольно часто постепенно переходят в гранодиориты, кварцевые диориты и габбро-диориты. В значительной степени это гибридные породы, образовавшиеся путем ассимиляции кровли карбонатных пород, основных эффузивов и реже терригенных осадков. Возможно, что часть этих пород образовалась путем дифференциации. Во всяком случае нигде не установлены секущие контакты гранитов с более основными породами, залегающими в едином интрузиве.

В гранитах весьма часто встречаются шлировые образования, соответствующие по составу диориту. Размеры шлировых тел колеблются в пределах 0,1—1 м, формы каплеобразные, линзовидные, шаровидные. Ограничения обычно резкие.

Третья фаза джидинского комплекса представлена аляскитовыми и лейкократовыми гранитами. Они слагают сравнительно небольшие массивы и дают секущие контакты с гранитоидами первой и второй фаз. Выходы этих гранитов часто контролируются тектоническими разломами.

По внешнему виду это светло-серые, розовые, красновато-розовые средне- и мелкозернистые массивные породы, состоящие главным образом из кварца и полевых шпатов; биотит встречается редко и в небольших количествах; из аксессуарных минералов обычны циркон, сфен, апатит, рудный минерал, более редок гранат; эпимагматические минералы — серицит и хлорит — не характерны. Какие-либо признаки гнейсовидных текстур отсутствуют.

Отличительной особенностью рассматриваемых гранитов является преобладание среди полевых шпатов микроклин-микрпертита (60—70%) при незначительном содержании (до 10%) плагиоклаза. Кварц, составляющий до 30—35% объема породы, светло-серый, иногда голубовато-серый, образует зерна размером 0,2—1,2 мм.

Гранитоиды джидинского комплекса оказывают значительное контактное воздействие на вмещающие породы. В большинстве случаев в контактовых ореолах, мощность которых колеблется в широких пределах, но не превышает 2 км, образуются роговики, кристаллические сланцы и очень редко гнейсы. При этом мощность контактовых гнейсов не превышает нескольких метров и редко первых десятков метров (бассейн р. Курбы). В карбонатных породах довольно часто возникают скарны.

На Витимском плоскогорье, в хребтах Икатском, Баргузинском и Южно-Муйском нижнепалеозойские кислые интрузии выделены во многих пунктах. В некоторых районах, например в северо-восточной окрестности Баргузинского хребта, возраст их определяется как послекембрийский по взаимоотношению с фаунистически охарактеризованными толщами кембрия (Ескин и Беличенко, 1958б), в других — условно, по аналогии с соседними районами или по взаимоотношению с осадочными толщами, которые считаются кембрийскими. Во многих местах эти интрузии, объединяемые в витимканский интрузивный комплекс, еще не отделены от верхнепротерозойских (баргузинский интрузивный комплекс). Гранитоидами витимканского¹ комплекса сложены крупные массивы и мелкие штоки; нередко их размещение контролируется разломами; это выражается в том, что тела как бы образуют цепочки выходов, имеющих общую северо-восточную ориентировку.

Среди пород витимканского комплекса выделяются габбро, дио-

¹ По-видимому, витимканский комплекс является аналогом джидинского, выделяемого в Западном и Юго-Западном Забайкалье. Учитывая принятое в настоящее время при геологическом картировании номенклатуру интрузивных комплексов, здесь сохранено название «витимканский».

риты, гранодиориты, адамеллиты, граниты и сиениты. При этом основные разновидности пород комплекса обычно образуются в краевых частях массивов, как производные от ассимиляции вмещающих пород кислой магмой.

Гранодиориты встречаются весьма часто и образуют иногда массивы в несколько десятков квадратных километров. Это — серые и темно-серые среднезернистые породы, нередко порфириовидные. Вкрапленники розового или белого микроклина и реже светло-серого или белого плагиоклаза имеют размеры до 1,5 см. В основной массе различаются серый, иногда голубовато-серый кварц, темно-серый плагиоклаз, буровато-коричневый биотит и черная роговая обманка.

Изучение в шлифах показывает, что гранодиориты имеют гипидиоморфнозернистую или порфириовидную структуру и состоят из олигоклаза № 25—30 (до 50%), кварца (10—25%), микроклина (5—10%), биотита (10—15%), роговой обманки (1—6%). Из вторичных минералов отмечены эпидот, хлорит, серицит и карбонат; аксессуарные представлены сфеном, апатитом и рудным минералом. Размер зерен минералов в основной массе колеблется от 0,5 до 2 мм. Таким образом, относительное содержание породообразующих минералов в гранодиоритах колеблется в широких пределах. При уменьшении количества кварца и микроклина или при полном их отсутствии гранодиориты переходят в кварцевые диориты и диориты.

Относительно более молодыми породами витимканского комплекса являются граниты и адамеллиты. Они образуют крупные плутоны в Южно-Муйском хребте и на Витимском плоскогорье. Кроме того, эти породы встречаются в виде небольших массивов в Икатском хребте. Среди них преобладают биотитовые граниты, иногда отчетливо порфириовидные или равномернозернистые, крупнозернистые. Изредка встречаются лейкократовые мелко- и среднезернистые граниты или гранодиорит-порфиры. Все эти разновидности имеют преимущественно светло-серую или розовато-серую окраску, обусловленную присутствием белых, розовых и розовато-желтых вкрапленников полевых шпатов и сравнительно невысоким содержанием цветных минералов.

Для гранитов и их жильных производных характерны явления автопневматолита, в них отмечается повышенное содержание мусковита, флюорита и турмалина. Из аксессуарных минералов особенно часто встречаются ортит, циркон, сфен и апатит, а также рудные минералы — пирит, реже шеелит и молибденит. Постмагматическими процессами, связанными с этими гранитами, образованы различные кварцевые жилы, грейзены и скарны. В краевых частях некоторых массивов широко развиты продукты ассимиляции боковых пород, в связи с чем здесь появляются гранодиориты, кварцевые диориты, горнblendиты, габбро-диориты.

Минеральный состав гранитов из центральных частей массивов довольно однообразен. Здесь они представлены массивной порфириовидной разновидностью, имеющей крупнозернистую структуру и розовато-серый цвет. Порфириовидные вкрапленники микроклина имеют призматическую форму и достигают 0,8—1,5 см в длину и 0,5—0,8 см в ширину. Изредка они превышают 1,5—3 см в поперечнике. В основной массе хорошо различаются зерна светло-серого и серого кварца (0,1—0,3 см), чешуйки темного биотита (0,1—0,4 см) и редкие шестоватые зерна черной роговой обманки (0,5 см).

Содержание главных породообразующих минералов в гранитах из разных массивов колеблется в следующих пределах: микроклин 30—50%, плагиоклаз 20—35%, кварц 25—35%, биотит 3—8%, роговая обманка до 2%. Аксессуарные минералы (до 2%) представлены орти-

том, цирконом, сфеном, магнетитом и апатитом; вторичные — серицитом, хлоритом, альбитом, карбонатом, эпидотом и мусковитом. В некоторых массивах вторичные минералы распространены особенно широко, они развиты по полевым шпатам, биотиту и роговой обманке. Например, содержание мусковита иногда достигает 4,5% объема породы, а хлорита — до 1,5%. Структура гранитов порфировидная, основной массы гипидиоморфнозернистая или гранитовая.

Микроклин в порфировидных вкрапленниках всегда имеет отчетливое решетчатое строение и пертитовые прорастания альбитом. В мелких зернах основной массы пертитовые вростения в микроклине отсутствуют, а решетчатая структура выражена слабо. Внутри зерен микроклина часто видны мелкие (0,2 мм) идиоморфные таблички плагиоклаза, чешуйки биотита, округлые, изометричные или червеобразные зерна кварца. Микроклин по сравнению с плагиоклазом обычно изменен слабо.

Плагиоклаз идиоморфен по отношению к микроклину и кварцу и образует таблички от $0,4 \times 0,7$ до $2,5 \times 3$ мм. В порфировидных вкрапленниках плагиоклаз, по-видимому, менее распространен. Часто наблюдается зональное строение зерен, но оно выражено не резко, границы между зонами расплывчаты. Периферические части зональных плагиоклазов соответствуют олигоклазу № 18—20, а центральные — № 25—35. Там, где зональных зерен нет, плагиоклаз относится к олигоклазу № 23—28, но в некоторых массивах он значительно кислее — альбито-олигоклаз № 10 (Ескин и Беличенко, 19586). Двойники сформированы обычно по альбитовому и периклиновому законам, иногда и по более сложным законам. Почти всегда плагиоклазы серицитизированы, при этом серицит развивается или по спайным трещинкам, или в более основных ядрах зональных зерен. Здесь же изредка наблюдаются мусковит и эпидот.

Кварц присутствует в виде ксеноморфных и реже гипидиоморфных зерен размером от 0,25 до 1—2 мм. В микроклине иногда наблюдаются червеобразные пегматитовые вросстки кварца длиной 0,65 мм и шириной 0,2 мм. Биотит в чешуйках и табличках размером от 0,2 до 1 мм ассоциирует с апатитом, сфеном, цирконом и рудным минералом. Обладает плеохроизмом от густо-бурого по *Ng* до соломенно-желтого по *Np*. По биотиту развивается мусковит, реже хлорит и эпидот. Роговая обманка в центральных частях массивов встречается очень редко. Она представлена обыкновенной зеленой разновидностью, плеохроирующей густо-зеленым цветом по *Ng* и светло-зеленоватым по *Np*; $cNg = 18—20^\circ$. Структура гранитов порфировидная, основной массы гипидиоморфнозернистая или гранитовая.

В лейкократовых гранитах обычно отсутствует биотит (лишь иногда содержание его достигает 1%). Эти породы мелко- и среднезернистые, состоят из кварца (36%), микроклина (32%) и плагиоклаза (30%). Эпимагматические минералы представлены серицитом, мусковитом (до 1,5%) и эпидотом. Структура аплитовая и гранитовая, местами микропегматитовая. Минеральные компоненты обладают примерно одинаковым средним размером зерен от 0,25 до 1,1 мм. Для лейкократовых гранитов характерен процесс микроклинизации, что находит свое выражение в замещении плагиоклаза (олигоклаз № 12—15) микроклином с образованием сложных зерен.

Жильные и дайковые породы витимканского комплекса весьма распространены, хотя с трудом отличаются от более поздних мезозойских. Выделялись такие петрографические разновидности жильных пород, как биотитово-роговообманковые и пироксеновые граниты, плагиограниты, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры, лейкократовые гра-

ниты, аплиты и пегматиты. Мощность даек изменяется в широких пределах — от десятков сантиметров до десятков метров. Они залегают обычно в непосредственной близости к массивам раннекаледонских гранитоидов и обладают рядом особенностей, присущих материнским гранитам: часто подвержены грейзенизации, некоторые дайки оказывают существенные контактовые воздействия на вмещающие породы (особенно карбонатные), вплоть до образования скарнов, и сами в свою очередь нередко испытывают интенсивные эндоконтактовые изменения.

По мере приближения к периферическим частям массивов описываемые граниты претерпевают значительные изменения. Как показали детальные исследования (Хренов, 1957; Ескин и Беличенко, 1958), эти изменения зависят от состава ассимилированных вмещающих пород. Ясно выражена зависимость процессов ассимиляции от величин массивов: в мелких телах эти явления выступают ярче, в крупных — менее заметны, но при тщательном изучении все же всегда улавливаются. Характерным примером этого может служить Амольский массив (бассейн р. Витимкана). Здесь тело гибридных пород, состоящее в центральной части из кварцевых монцонитов и гранодиоритов, прорывает мраморы и известковые песчаники, что приводит к разным эндоконтактовым изменениям.

Кварцевый монцонит, залегающий в известковистых песчаниках, имеет серый, иногда розовато-серый цвет, среднезернистое сложение и состоит из плагиоклаза (38—52%) и микроклина (21—28%); второстепенное значение имеют кварц (7—8%), роговая обманка (6—7%) и биотит (3—6%). Распространены вторичные минералы — серицит, эпидот, хлорит и акцессорные — сфен, рудный минерал и апатит. Порода обладает монцонитовой структурой. Плагиоклаз (олигоклаз № 20—25 и андезин № 30—32) образует идиоморфные таблички размером от 0,2×0,6 до 1×1,5 мм, по нему развиваются вторичные минералы. Микроклин с ясной решетчатой структурой (реже нерешетчатой) служит мезостазисом и образует крупные неправильные зерна, в которых включены идиоморфные призматические или таблитчатые кристаллы плагиоклаза и цветных минералов; от плагиоклаза он отличается свежестью. Лишь изредка по микроклину развиваются мелкие лейсты серицита и пелит.

Амфиболы представлены как обыкновенной роговой обманкой, так и полущелочной (баркевикитом). Первая обычно имеет зеленые тона плеохроизма (густо-зеленый или зеленовато-синий по Ng и светло-зеленовато-желтый по Np); cNg колеблется от 16 до 26°, $2V = -70^\circ$. Вторая отличается зональной окраской (в центре темно-бурая, по краям зеленовато-бурая), плеохроирует по Ng темно-бурым, по Nm зеленовато-бурым, по Np светло-желтовато-красноватым цветом, cNg изменяется от 8 до 12°, $2V = -66^\circ$, $Ng - Np = 0,18 - 0,21$. По амфиболом развиваются эпидот, хлорит, реже карбонат и вторичный биотит. Биотит часто сильно изменен с образованием по нему эпидота, рутила и пеннина.

Ближе к контакту кварцевого монцонита с известковистыми песчаниками отмечается постепенное увеличение размеров минералов, а также изменяется минеральный состав породы. Эти изменения начинают ощущаться иногда на расстоянии до 20 м от контакта. Повышается основность плагиоклазов, среди которых преобладают резко зональные зерна, увеличивается содержание роговой обманки, появляется моноклинный пироксен, который затем начинает преобладать над амфиболом. Пироксен ($cNg = 38 - 46^\circ$, $2V = 60 - 62^\circ$) развивается по плагиоклазу, образует крупные короткостолбчатые, иногда изометричные зерна. Калиевый полевой шпат по-прежнему изменен меньше, чем плагиоклаз, от которого остались лишь ситовидные контуры, переполненные агрега-

том серицита, эпидота, карбоната и биотита. Отмечается повышенное количество аксессуарных, особенно сфена и апатита. В 5—6 м от контакта в некоторых участках появляются темно-серые с зеленоватым оттенком крупно- и грубозернистые роговообманковые породы, имеющие массивную, иногда полосчатую текстуру. Здесь крупные порфировидные выделения длинностолбчатого амфибола достигают иногда 3—5 см. При содержании амфибола 52—57% эти гибридные породы приближаются к горнблендитам.

Там, где тело гибридных пород прорывает мраморы, в центральной его части наблюдаются гранодиориты, имеющие светло-серую и серую окраску и от мелко- до среднезернистой структуру. Они состоят из плагиоклаза (57%), микроклина (15%), кварца (20%), биотита (8%); вторичных (5%) — серицита, эпидота, карбоната и хлорита и аксессуарных (1,6%).

В эндоконтактной зоне гранодиориты переходят в кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты. Этот переход постепенен, мощность переходной зоны колеблется в пределах 5 м. Собственно габбро-диориты образуются в непосредственном контакте (в интервале 5—10 см). Отличительной особенностью состава этого ряда гибридных пород является уменьшение количества микроклина, а затем исчезновение его, уменьшение содержания кварца и биотита, появление роговой обманки, содержание которой в габбро-диорите достигает 37%. Наблюдается интенсивное развитие вторичных минералов — серицита, хлорита, эпидота, карбоната. Происходит уменьшение количества плагиоклаза при одновременном увеличении его основности до лабрадора. Если содержание амфибола по мере приближения к контакту постепенно повышается, то в поведении второго цветного компонента — биотита — строгой закономерности не наблюдается: его содержание неравномерно колеблется. Количество аксессуарных увеличивается, особенно апатита, сфена и рудного минерала. Изменение претерпевает также структура породы. Она становится гипидиоморфнозернистой, а местами призматически-зернистой, обусловленной отчетливым идиоморфизмом амфибола и плагиоклаза.

Сами граниты в контакте с мраморами и известковистыми песчаниками изменяются в первом случае до гранодиоритов, а во втором — до габбро-диоритов. Это изменение начинает ощущаться в интервале 2—2,5 м от контакта и выражено в образовании сначала более основного плагиоклаза (андезин № 30—40), а затем пироксена (cNg 37—44°) и роговой обманки (cNg 24°) с одновременным исчезновением микроклина и резким уменьшением количества кварца. Структура породы часто становится пойкилитовой, обусловленной включением в крупные кристаллы пироксена пойкилитовых вростков плагиоклаза, кварца и амфибола (Хренов, 1957).

Для описываемых гранитоидов весьма характерны высокая ассимиляционная способность и, как следствие, образование серий гибридных пород. Последние отличаются изменчивым минеральным составом, зависящим от литологии вмещающих пород; в них присутствуют глубоко измененные ксенолиты пород кровли. Структура гибридных пород изменяется от среднезернистой до весьма крупнозернистой и даже пегматоидной. В экзоконтактах подобных гранитоидных массивов обычно образуется широкий ореол контактово-измененных пород — различных роговиков и скарнов.

Химический состав кислых нижнепалеозойских пород и их производных изучен еще недостаточно. В табл. 20 приводятся данные химических анализов некоторых наиболее типичных разновидностей нижнепалеозойских гранитоидов.

Химический состав нижнепалеозойских гранитоидов
(содержание в %)

Компоненты	№ анализа								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	60,84	73,10	76,76	67,60	72,94	65,90	71,06	59,16	68,82
TiO ₂	0,77	0,34	0,51	0,44	0,05	0,50	0,37	0,70	0,46
Al ₂ O ₃	18,70	14,70	13,32	14,84	13,91	15,40	15,88	18,04	17,63
Fe ₂ O ₃	1,38	0,44	0,51	0,75	1,83	2,70	1,43	2,39	—
FeO	1,98	1,34	0,28	3,90	0,28	2,46	0,72	3,74	1,87
MnO	0,13	0,14	0,02	0,18	0,01	0,08	0,04	0,11	Сл.
MgO	0,71	0,27	—	1,01	0,34	2,12	0,49	2,47	1,14
CaO	0,91	0,40	0,22	3,72	1,48	3,76	1,96	5,54	1,92
Na ₂ O	6,78	4,04	5,44	3,45	3,59	3,90	3,22	2,51	3,60
K ₂ O	6,82	5,18	3,79	2,63	5,27	2,50	3,17	2,98	3,70
P ₂ O ₅	0,14	0,02	—	0,15	—	—	0,35	0,31	0,09
+H ₂ O	0,16	0,06	0,32	0,52	0,12	0,08	0,28	—	0,48
-H ₂ O	—	—	—	—	0,52	0,64	0,04	0,76	0,20
П.п.п.	0,02	0,03	—	0,03	—	—	—	0,09	0,05
Сумма	99,34	100,06	101,17	99,22	100,34	100,04	99,01	98,80	99,76

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	a	c	b	s	c'	a'	f'	m'	n	Q
1	24,7	0,2	5,3	69,8	17,9	—	60,3	21,8	60,0	-20,7
2	15,7	0,5	4,2	79,6	—	51,7	39,0	9,3	54,0	27,3
3	16,5	0,1	0,8	82,6	23,1	—	76,9	—	68,0	32,1
4	11,5	4,2	6,5	77,8	4,2	—	69,2	26,6	66,0	28,6
5	15,1	1,5	2,6	80,8	14,0	—	66,0	20,0	50,0	—
6	12,3	4,1	8,8	74,8	6,0	—	54,0	40,0	70,0	—
7	11,5	2,3	7,4	78,8	—	63,0	26,0	11,0	60,5	32,2
8	10,2	7,0	11,0	71,8	—	7,8	53,0	39,2	55,5	16,2
9	12,5	2,2	11,0	74,3	—	68,6	15,2	16,2	59,9	21,0

1 — сиенит, устье р. Хомя, правого притока р. Оны (Беличенко и др., 1962); 2 — гранит лейкократовый, р. Субэ, Еравнинские озера (Беличенко и др., 1962); 3 — гранит лейкократовый, р. Хомя, приток р. Оны (Беличенко и др., 1962); 4 — гранит биотитовый, р. Левая Олдында (Беличенко и др., 1962); 5 — биотитовый гранит-порфир, правобережный водораздел р. Ямбуя (Шахварстова, 1954); 6 — гранодиорит, р. Турка (Шахварстова, 1954); 7 — крупнозернистый порфировидный адамеллит, г. Амол, Витимское плоскогорье (Хренов, 1957); 8 — кварцевый монзонит, г. Амол, Витимское плоскогорье (Хренов, 1957); 9 — гранодиорит, верховье р. Правой Бирамьи, Баргузинский хребет (Ескин и Беличенко, 1958б).

Как видно из данных табл. 20, все палеозойские гранитоиды умеренно пересыщены кремнеземом; лишь сиенит характеризуется недостатком кремнезема. В отличие от среднего состава гранитов (по Дэли, 1933 г.) эти гранитоиды содержат больше щелочей (приближаются к составу щелочного гранита), меньше магнелии и кальция. Состав гранодиорита (анализ № 6) близок к среднему составу этой группы пород, а кварцевый монзонит (анализ № 8), являясь гибридной породой, по своему составу не находит аналогов среди горных пород (по Дэли, 1933 г.).

В заключение еще раз подчеркнем широкое развитие нижнепалеозойских магматических пород на территории Бурятии. Нижнепалеозойские магматические комплексы характеризуются многофазностью, что вполне соответствует общему ходу развития магматизма геосинклинальной зоны — от ультраосновных и основных до кислых, щелочных и субщелочных пород. Отличительной особенностью гранитоидных комплексов является широкое развитие процессов ассимиляции в краевых частях интрузивных тел с образованием неустойчивых по минеральному составу гибридных пород. Для экзоконтактов типичны ореолы контактово-измененных пород — роговиков, кристаллических сланцев и скарнов (Хренов, 1961).

По совокупности перечисленных признаков, а также по месту в общей истории геологического развития области рассмотренный нижнепалеозойский магматический комплекс может быть с полным основанием сопоставлен с таннуольским интрузивным комплексом Восточной Тувы (Пинус) и Восточного Саяна¹.

Весьма интересной проблемой, требующей скорейшего специального изучения, является палеозойская металлогения северной части Западного Забайкалья, так как имеются указания на связь с магматическими комплексами нижнего палеозоя рудопроявлений цветных металлов, железа, титана и др.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ СРЕДНЕ-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ, СЕВЕРНОГО И ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

В нижнепалеозойский этап развития геосинклинальной системы байкалид магматические процессы проявились слабее, чем в докембрийский. В это время область максимальной магматической активности переместилась на юг — в пределы Забайкальского эвгеосинклинального пояса, где происходили значительные излияния лав и внедрение разнообразных габброидов, гипербазитов и особенно гранитоидов, крупнейшие массивы которых вполне соизмеримы со многими плутоническими телами докембрия. На рассматриваемой территории, которая в кембрии принадлежала к Верхне-Витимской остаточной геосинклинали и прилегающей к ней области Байкало-Патомского поднятия, нижнепалеозойские магматические образования представлены исключительно интрузивными породами, слагающими многочисленные, как правило, небольшие плутоны. В их составе резко преобладают гранитоиды и сиениты, в том числе их щелочные и субщелочные разновидности; габброиды же встречаются крайне редко, а гипербазиты отсутствуют. Здесь выделяются следующие три (от древних к молодым) плутонических комплексов. 1) бирамьинский комплекс габброидов; 2) качойский комплекс гранит-порфиров и диоритов; 3) витимканский (кункудеро-мамаканский) комплекс гранитоидов, сиенитов и щелочных пород.

¹ Сопоставление витимканского и джидинского интрузивных комплексов с таннуольским правомерно, так как они относятся к единой области саяно-байкальских каледонид, и основано как на петрографических, так и на геологических признаках (отношение массивов к складчатости, многофазность, последовательность изменения состава магматических продуктов, прорывание ими заведомо нижекембрийских отложений). Тем не менее каледонский (салаирский) возраст витимканского комплекса, равно как и отнесение к нему тех или иных определенных интрузивных тел, нуждается в дальнейшем обосновании. Кроме того, витимканские гранитоиды по очень многим признакам близки к баргузинским верхнепротерозойским, от которых их стали отделять в последнее время. Некоторая часть массивов витимканского комплекса, особенно в бассейнах рек Худуна, Уды, Хилка и Чикоя, в будущем, по-видимому, будет отнесена к раннегерцинскому даурскому комплексу. На данной стадии изучения гранитоидов Западного Забайкалья невозможно мириться с почти полным отсутствием определений их абсолютного возраста. — *Прим. ред.*

Бирамьинский комплекс габброидов¹. Заведомо нижнепалеозойские интрузии, относящиеся к данному комплексу, имеют очень незначительное распространение и известны только там, где они прорывают кембрийские отложения, а именно в северной части Баргузинского хребта (бассейны рек Намамы и Томпуды) и в Средне-Витимской горной стране (бассейн р. Парамы). Вполне допустимо, что бирамьинскому комплексу принадлежат и некоторые другие плутонические тела основного состава, размещающиеся среди докембрийских образований, но их часто бывает трудно отличить от более древних интрузий базитов.

В Баргузинском хребте, по данным А. В. Колесникова и З. М. Анисимовой, в составе комплекса главную роль играют габбро-диориты и отчасти диориты, слагающие несколько небольших массивов площадью от 1,5 до 25 км². Все эти тела имеют удлиненную форму и размещаются в зоне разрывных дислокаций, к которой еще в верхнем протерозое были приурочены метагабброиды икатского комплекса (Намаминская зона).

Габбро-диориты представляют собой темно-серые, почти черные, мелко- и среднезернистые породы массивного сложения. Под микроскопом видна габбровая структура. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз ряда андезин — лабрадор (до 40%) и зеленая роговая обманка (до 30%). Остальной объем занимает моноклинный пироксен, частично замещенный амфиболом, и кварц, присутствующий в виде примеси. Диориты отличаются от габбро-диоритов преимущественно более кислым составом плагиоклаза (андезин).

В долине р. Бирамьи (приток р. Томпуды) габброиды прорывают карбонатную толщу с остатками фауны нижнего кембрия. В контактовой зоне шириной 10—15 см кембрийские доломиты перекристаллизованы и содержат много мусковита и хлорита.

В Средне-Витимской горной стране известен только один небольшой шток (80×150 м) габбро, прорывающий в верховьях кл. Адена-Парамского кембрийские доломиты (Салоп, 1954). Самой распространенной породой в этом штоке является оливниное габбро, характеризующееся массивным крупно- или среднезернистым сложением, темным, с зеленоватым оттенком, цветом и наличием красных включений разложившегося оливина. Структура габбро-пойкилоофитовая, обусловленная развитием очень крупных (иногда более 3—5 см) кристаллов пироксена, переполненных табличками плагиоклаза и округлыми зернами оливина. Минеральный состав породы следующий: моноклинный пироксен — диаллаг (до 30%), плагиоклаз, полностью замещенный сосюритом, серицитом или скаполитом (до 40%), серпентинизированный и ожелезненный оливин (10—15%), актинолит, развивающийся по пироксену (около 10%), титаномagnetит и апатит.

Полезные ископаемые, связанные с бирамьинским комплексом, достоверно не установлены. А. В. Колесников и другие исследователи полагают, что с габброидами связаны небольшие проявления полиметаллического оруденения.

Верхняя возрастная граница габброидов устанавливается на основании активного воздействия на них в Баргузинском хребте гранитов витимканского комплекса нижнего палеозоя.

Качойский комплекс гранит-порфиров и диоритов². Породы этого комплекса слагают малые тела среди кембрийских и докембрийских отложений главным образом в пределах Средне-Витимской горной страны. В остальных районах они встречаются сравнительно редко:

¹ Название комплекса дано по р. Бирамье в Баргузинском хребте (Колесников и Анисимова, 1960).

² Комплекс назван по р. Большому Качо, притоку р. Янгуда (Салоп, 1954).

не исключено, что в ряде случаев их ошибочно относят к другим комплексам.

Интрузивные тела имеют преимущественно форму даек и пластовых залежей. Чаще всего встречаются крутопадающие дайки длиной в несколько десятков или первых сотен метров и мощностью от 0,5 до 3 м. Единичные дайки прослеживаются на расстоянии до 2 км при средней мощности 12—15 м. Пластовые залежи приурочены, как правило, к хорошо слоистым отложениям кембрия и вместе с ними участвуют в складчатости; мощность их может достигать 60 м. Кроме указанных интрузивных тел, изредка встречаются небольшие штоки (до 300 м в поперечнике) и неправильные линзовидные тела с многочисленными раздувами и апофизами. Все эти тела часто группируются в отдельные скопления, но при этом характерно отсутствие всякой пространственной связи с крупными плутонами гранитов.

Контактовое воздействие рассматриваемых интрузий незначительно. Только в непосредственном соседстве с ними во вмещающих породах кое-где наблюдается слабо выраженная серицитизация и появление мелких порфиробласт сидерита или пирита.

Наибольшим распространением в составе качойского комплекса пользуются гранит-порфиры, которые по наличию или отсутствию в них калиевого полевого шпата разделяются на две петрографические группы, связанные между собой постепенными переходами.

Гранит-порфиры с калиевым полевым шпатом (или нормальные гранит-порфиры) характеризуются светло-серым цветом, мелкозернистым, иногда фельзитовым сложением и часто содержат небольшие порфиновые выделения полевого шпата или кварца. По структурным признакам среди них можно выделить гранит-порфиры с микрогранитовой или микропризматической основной массой, а также афировые микрограниты, порфиры и фельзиты. В составе всех этих пород принимают участие следующие минералы: альбит или альбит-олигоклаз (20—50%), микроклин (15—50%), кварц (25—35%), серицит или мусковит (до 20%), карбонаты (кальцит и сидерит), окислы железа (гематит и магнетит), пирит, апатит и циркон. Порфиновые выделения образованы преимущественно плагиоклазом, а иногда кварцем.

Гранит-порфиры, содержащие из полевых шпатов только один существенно натровый плагиоклаз (альбитовые гранит-порфиры), отличаются от пород предыдущей группы более темным серым цветом, иногда со слабым зеленоватым оттенком; кроме того, среди них преобладают очень мелкозернистые разновидности без заметных невооруженным глазом порфиновых выделений. Однако под микроскопом иногда различаются небольшие вкрапленники альбита или альбит-олигоклаза, слабо выделяющиеся в основной массе. Последняя в большинстве случаев обладает призматически-зернистой структурой и состоит из серицитизированного кислого плагиоклаза, хлорита, развивающегося по амфиболу (который иногда сохраняется в виде реликтов), кварца (5—20%) и других, в основном вторичных, минералов.

Для химизма гранит-порфиров качойского комплекса характерно умеренное количество щелочей, пересыщенность глиноземом, пониженное для гранитоидов содержание полевошпатовой извести и резкое преобладание окислов железа над окисью магния.

С гранит-порфирами в ряде мест тесно ассоциируют породы диоритового состава, характеризующиеся зеленовато-серым цветом и мелкозернистым, реже среднезернистым массивным сложением. По структурным признакам различаются микродиориты, диорит-порфириты и собственно диориты. Последние встречаются только в центральных частях крупных даек или залежей и всегда связаны постепенными переходами

с краевыми мелкозернистыми разновидностями. Структура диоритов чаще всего панидиоморфнозернистая, иногда порфировая. Состоят они в основном из плагиоклаза (андезина, часто сильно альбитизированного) и зеленой роговой обманки, иногда с реликтами моноклинного пироксена. В широко распространенных кварцевых диоритах находят еще в небольшом количестве (до 8—10%) кварц и калиевый полевой шпат, образующие микропегматитовые прорастания или же отдельные мелкие ксеноморфные зерна. Из вторичных минералов присутствуют эпидот, хлорит и кальцит; акцессорные представлены апатитом и магнетитом.

Во многих породах качойского комплекса в той или иной мере проявлены автометаморфические процессы альбитизации, хлоритизации, карбонатизации и эпидотизации.

Рассматриваемый комплекс пород во многом напоминает катерский комплекс березитизированных гранит-порфиров верхнего протерозоя. Однако возраст его иной: катерские гранит-порфиры метаморфизуются верхнепротерозойскими гранитами, а породы качойского комплекса секут фаунистически охарактеризованные отложения кембрия. Кроме того, между ними имеются заметные отличия в вещественном составе, степени метаморфизма и характере минерализации. В частности, с породами катерского комплекса связываются интенсивная пиритизация и золотое оруденение; в породах качойского комплекса пирит сравнительно редок, а вмещающие их кембрийские отложения почти не содержат вкрапленности сульфидов (за исключением очень узкой приконтактной зоны около даек, в пределах которой иногда отмечаются редкие кубики пирита). Проявления полезных ископаемых, связанные с качойским комплексом, не установлены.

Существующее между катерским и качойским комплексами сходство, по-видимому, обусловлено сходными условиями их формирования. Эти комплексы характеризуют собой определенную фазу геосинклинального плутонизма, предшествующую складкообразовательным движениям и внедрению крупных гранитоидных интрузий. Эти комплексы должны быть отнесены к «предбатолитовой» дайковой формации гранитоидов, установленной Ю. А. Билибиным.

Верхняя возрастная граница пород качойского комплекса устанавливается на основании активного воздействия на них интрузий субщелочных гранитов витимканского комплекса (по кл. Баданному на правом берегу р. Правого Мамакана). О более древнем возрасте их по сравнению с гранитами свидетельствует также участие даек в складчатости, тогда как послекембрийские граниты секут складчатые структуры.

Витимканский (кункудеро-мамаканский) комплекс гранитоидов, сиенитов и щелочных пород. До недавнего времени вопрос о масштабах развития палеозойских гранитоидных интрузий во внутренних районах Байкальской горной области был дискуссионным. Одни исследователи отрицали существование таких интрузий или считали их незначительными (В. А. Обручев), другие были склонны приписывать подавляющему большинству гранитоидов палеозойский возраст (В. В. Домбровский). Причина таких расхождений в оценке роли палеозойского магматизма заключалась не только в слабой изученности самих интрузивных образований, но главным образом в том, что в то время было известно очень мало выходов достоверно установленных кембрийских отложений.

Ограниченное распространение кембрийских толщ и в настоящее время затрудняет определение возраста многих интрузий и вызывает в целом ряде случаев разногласия. Тем не менее за последние годы собран значительный фактический материал, который позволил

выявить типоморфные признаки палеозойских интрузий, дающие возможность выделять их, когда они размещаются среди докембрийских пород. Сейчас можно считать установленным, что в Байкальской горной области палеозойские (скорее всего нижнепалеозойские) гранитоиды развиты достаточно широко, хотя и далеко не в той мере, как это ранее полагали сторонники одного из крайних взглядов. При этом оказалось, что с палеозойскими гранитоидами очень часто ассоциируют сиениты, монцитоны и разнообразные щелочные породы.

Изучением палеозойских гранитоидов и связанных с ними пород в Прибайкалье и Средне-Витимской горной стране занимались многие геологи. Наиболее существенное значение имеют работы Д. А. Великославинского и др. (1957), А. С. Ескина, В. Г. Беличенко (1958), А. Я. Жидкова (1960), А. В. Колесникова и З. М. Анисимовой, Н. П. Михно, Л. И. Салопа (1954, 1956), В. М. Таевского и З. К. Таевской, В. Л. Тихонова, Е. А. Шалек и Н. Л. Колпинской, П. Ч. Шоборова и П. Эскола (1920—1921, 1930).

Палеозойские гранитоидные и щелочные интрузии в Северо-Байкальском нагорье и Средне-Витимской горной стране ранее выделялись под названием мамаканского (Салоп, 1956а, 1958г), кункудерского (Великославинский и др., 1957) или кункудеро-мамаканского (В. М. Таевский и З. К. Таевская) комплекса. Одновозрастные интрузии более южных районов Байкальской горной области, отличавшиеся меньшим развитием в их составе щелочных пород, относились к витимканскому комплексу (Салоп, 1956а, 1958г). Однако представляется, что все эти интрузии правильнее объединить в один комплекс, за которым лучше всего сохранить название «витимканский комплекс» (по р. Витимкану).

Интрузии витимканского комплекса сформировались в течение ряда фаз, причем вначале образовались различные щелочные породы и сиениты, а затем уже различные гранитоиды. Породы, возникшие в наиболее ранние фазы, и гранитоидные породы поздних фаз образуют два естественных ряда или подкомплекса.

Подкомплекс щелочных пород и сиенитов сложен щелочными и нефелиновыми сиенитами, щелочными и субщелочными граносиенитами и гранитами, монцитонитами, сиенитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а также дайковыми образованиями щелочного, сиенитового и лампрофирового состава. Эти породы образуют самостоятельные тела или встречаются в определенных ассоциациях в массивах сложного строения. Все они, кроме нефелиновых и сильно щелочных пироксеновых сиенитов, иногда присутствуют также в плутонах гранитоидов позднейшего подкомплекса, где представляют собой самые ранние фазы интрузии.

Как показали исследования А. Я. Жидкова в бассейне р. Лево́й Ма́мы, по мере развития интрузивного процесса последовательно внедрялись вначале нефелиновые сиениты, затем щелочные сиениты, сиениты и, наконец, граносиениты. Таким образом, формирование подкомплекса было многофазным и состав магмы постепенно становился все менее щелочным и более кислым.

Интрузии щелочных и щелочноземельных пород данного подкомплекса приурочены главным образом к полосе крупных разрывных нарушений, прослеживающейся из района Байкала в Северо-Байкальское нагорье, Средне-Витимскую горную страну и далее на юго-восток в бассейн р. Калара. В пределах этой полосы находятся большие грабены (Холоднинский, Янгудско-Мамаканский, Киянский и др.), выполненные кембрийскими отложениями. Многие интрузии размещаются

вдоль глубинных разломов, заложенных еще в начале раннего протерозоя.

Для большинства массивов характерна изометрическая округлая форма; реже встречаются удлиненные плутоны, вытянутые в соответствии с направлением дизъюнктивов. Размеры массивов колеблются в широких пределах: от незначительных до крупных, занимающих площадь в несколько сотен квадратных километров.

Некоторые массивы щелочных пород обладают концентрически-зональным строением и должны быть отнесены к категории сложных кольцевых (центральных) плутонов. Примером их являются Сыннырский и Бурпалинский массивы, детально изученные А. Я. Жидковым.

Сыннырский массив нефелиновых сиенитов, размещающийся по р. Лево́й Ма́ме в зоне разрывов среди отложений протерозоя и нижнего кембрия, имеет в плане почти круглую форму. Площадь его достигает 570 км^2 . По своей величине он соизмерим с многими крупнейшими мировыми плутонами нефелиновых сиенитов, уступая лишь таким гигантам, как Хибинский и Ловозерский массивы на Кольском полуострове. Характерной чертой строения Сыннырского массива является кольцевое расположение различных петрографических типов пород, образующих от периферии к центру следующие четыре зоны: 1) ювитов; 2) пегматоидных нефелиновых сиенитов; 3) пуласкитов; 4) лейкократовых щелочных сиенитов. Во многих породах прекрасно выражены трахитоидность и полосчатость, ориентировка которых совпадает и в плане параллельна границам зон и массива в целом. Падение магматических текстур отличается неустойчивостью. Однако в центральной части массива (в зоне лейкосиенитов и отчасти пуласкитов) как будто преобладает центральнональное залегание. Судя по сравнительно узкой ($0,2—1 \text{ км}$) зоне контактово-измененных пород и по тому, что текстуры течения наклонены преимущественно под углом от 50 до 90° , представляется вероятным, что плутон имеет крутые стенки.

Бурпалинский массив (площадью 250 км^2) находится в бассейне р. Му́йгунды (левый приток р. Лево́й Ма́мы) в 30 км юго-западнее Сыннырского массива. Вмещающими его породами являются преимущественно песчаники нижнего кембрия (холоднинская серия). По окраине массива располагается прерывающаяся в ряде мест зона массивных кварцевых сиенитов — граносиенитов, ближе к центру — наиболее широкая зона трахитоидных щелочных сиенитов (пуласкитов), а примерно посередине помещаются нефелинсодержащие сиениты (фойяиты, мариуполиты и др.). Как видно, зональность в нем по сравнению с Сыннырским массивом имеет обратный характер, т. е. щелочность пород возрастает к центру плутона. Кварцевые сиениты скорее всего внедрились на заключительной стадии формирования массива вдоль ослабленной зоны контакта щелочных сиенитов с вмещающими породами. По данным А. Я. Жидкова (1960), первичные магматические текстуры в щелочных сиенитах падают преимущественно к центру массива, что указывает на воронкообразное строение плутона.

Контактовое воздействие интрузий рассматриваемого подкомплекса выразилось главным образом в ороговикании или перекристаллизации вмещающих пород с привнесом в них щелочей и отчасти железа и магния. Ширина контактового ореола вокруг крупных массивов обычно измеряется десятками и сотнями метров, достигая иногда $2,5 \text{ км}$ (в случае пологого падения плоскости контакта). В экзоконтакте некоторых массивов щелочных сиенитов (Бурпалинский и др.) образуются альбитовые метасоматиты и фениты.

Судя по всем признакам, интрузии ранних фаз витимканского комплекса сформировались на умеренной глубине и в относительно спо-

койной тектонической обстановке. Нефелиновые и щелочные сиениты скорее всего внедрились в атектонических условиях, а сиениты, граносиениты и, быть может, монцититы — в самом начале орогенной фазы.

Щелочные и щелочноземельные породы, входящие в состав подкомплекса, весьма разнообразны по своему внешнему виду, минеральному составу и текстурно-структурному рисунку.

В группе нефелиновых сиенитов представлены главным образом ювиты, миаскиты и фойяиты. Самые распространенные из них — ювиты обладают серой окраской с желтоватым, розоватым или зеленоватым оттенками и преимущественно среднезернистым сложением. Текстура их массивная или слабо трахитоидная. Иногда наблюдается полосчатость, обусловленная наличием прослоек, обогащенных цветными минералами и по составу близких к нефелинсодержащим шонкинитам (малиньитам). Структура ювитов гипидиоморфнозернистая или аллотриоморфнозернистая. В отдельных участках породы нефелин и щелочной полевой шпат образуют пегматоидные срастания. Иногда микропегматит содержится в таком большом количестве, что ювиты переходят в своеобразные пегматоидные разновидности. Главными породообразующими минералами ювитов являются калинатровый полевой шпат — анортотлаз или натровый микроклин (60—75%), нефелин (10—45%, обычно 20—30%), железистый биотит и моноклинный пироксен типа эгирин-авгита (вместе 5—12%). Вторичные и акцессорные минералы представлены сфеном, магнетитом, ильменитом, апатитом, меланитом, рутилом, кальцитом, анальцимом, флюоритом, серицитом, канкринитом, натролитом и др.

Миаскиты отличаются от ювитов присутствием значительного (20—30%) количества альбита. В ювитах альбит находится лишь в виде пертитовых прожилков в калинатровом полевоом шпате.

Фойяиты встречаются главным образом в виде участков, полос и шпиров среди ювитов. Для них очень характерны идеально выраженная трахитоидная текстура и более высокое, чем в ювитах, содержание цветных минералов (10—15, иногда до 20%), преимущественно эгирин-авгита и эгирина, а иногда еще и амфибола типа арфведсонита. Биотит в них находится лишь в виде примеси. Содержание нефелина колеблется в пределах от 7 до 30% (обычно 15—25%).

В группе щелочных сиенитов широко представлены пуласкиты, эгириновые или арфведсонит-эгириновые сиениты и лейкосиениты, святоноситы и некоторые другие разновидности. Для большинства пород этой группы, кроме святоноситов, очень типичны хорошо выраженные первичномагматические текстуры течения — трахитоидность и полосчатость. Структура гипидиоморфнозернистая, призматически-зернистая, реже панидиоморфнозернистая. Пуласкиты состоят из микропертита (70—80%), эгирин-авгита (10—20%), нефелина (0—5%), гастингсита (0—7%) и биотита (3%). Эгириновые и арфведсонит-эгириновые сиениты образованы в основном микропертитом (80—90%) и эгирином или эгирин-диопсидом (5—20%); кроме того, в очень небольшом количестве в них встречаются арфведсонит и субщелочная роговая обманка.

Трахитоидные лейкосиениты, развитые в центральной части Сынырского массива, состоят на 95—97% из микропертита и на 3—5% из цветных минералов (эгирин-авгит, гастингсит и биотит). Вторичными и акцессорными минералами во всех этих породах являются сфен, магнетит, циркон, апатит, флюорит, карбонат и цеолиты. В составе святоноситов главную роль играют микроклин-пертит, альбит, эгирин-авгит (или эгирин-диопсид) и гранат (андрадит), содержание которых сильно варьирует; акцессорными являются сфен, апатит, циркон, ортит и магнетит.

Переходными образованиями от щелочных к щелочноземельным сиенитам являются акериты и акеритовые сиенит-диориты — массивные, реже слабо трахитоидные породы с равномернозернистым или порфировидным сложением и гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят они из олигоклаза и микроклин-пертита, моноклинного пироксена типа диопсида, иногда с небольшим содержанием эгириновой молекулы, высокожелезистой роговой обманки и сравнительно небольшого количества кварца, а также примеси сфена, циркона, апатита и рудного минерала.

Субщелочные и щелочные амфиболово-пироксеновые граниты — кварцевые акериты обладают розовато-серым или серым цветом и массивным, часто порфировидным сложением. Линейные прототекстуры встречаются редко и, как правило, плохо выражены. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда криповая. Минеральный состав их чаще всего следующий: микроклин-пертит (60—70%), плагиоклаз — олигоклаз или олигоклаз-андезин (15—20%), кварц (18—20%), субщелочной амфибол и эгирин-диопсид (3—6%). Из аксессуарных минералов чаще всего встречаются сфен, ортит и апатит. Развиты эти породы преимущественно в сопредельных с Бурятской АССР районах Иркутской области.

Сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты встречаются в тесной ассоциации с другими породами описываемого подкомплекса или образуют отдельные массивы. Больше всего распространены кварцевые сиениты и граносиениты. Текстура этих пород обычно массивная, иногда слаботрахитоидная; структура гипидиоморфнозернистая, изредка порфировидная. Главные породообразующие минералы: микроклин-пертит (50—60%), плагиоклаз альбит-олигоклазового ряда (около 20%), кварц (5—15%), обыкновенная зеленая или буровато-зеленая роговая обманка с несколько повышенной железистостью (8—12%) и диопсид или диопсид-геденбергит (0—5%). Аксессуарные минералы представлены главным образом сфеном, ильменитом, магнетитом и апатитом.

Монцониты также относятся к числу очень характерных пород витимканского комплекса. Обычно они слагают самостоятельные, но относительно небольшие плутоны; самый крупный из них — Кикинский массив, расположенный на юго-восточном склоне Морского хребта (Восточное Прибайкалье), достигает 80 км².

Внешний вид монцонитов довольно примечателен. Это — массивные средне- или крупнозернистые коричневые, темно-коричневые, реже зеленовато-серые с коричневым оттенком породы, своеобразный облик которых обусловлен в первую очередь коричневым цветом полевых шпатов. В зависимости от количественных соотношений щелочных и известково-щелочных полевых шпатов и состава последних, а также содержания кварца и цветных минералов среди них выделяются собственно монцониты, кварцевые монцониты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты и габбро-монцониты. Все эти породы большей частью связаны между собой постепенными переходами и нередко встречаются в одном и том же массиве, а иногда даже на одном небольшом участке.

Вследствие широко развитых явлений замещения одних минералов другими структурный рисунок монцонитов бывает очень сложным. Типичная монцонитовая структура наблюдается сравнительно редко. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (андезин, реже олигоклаз-андезин и андезин-лабрадор), калинатровый полевой шпат, обыкновенная роговая обманка, пироксен (моноклинный и ромбический), биотит и кварц. В некоторых бескварцевых монцонитах присутствует оливин.

Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом, сфеном и апатитом. Калинатровый полевой шпат (натровый ортоклаз-пертит или натровый микроклин-пертит) постоянно замещает плагиоклаз, который обычно содержит антипертитовые вроски. Полевые шпаты обычно совершенно светлые, в проходящем же свете кажутся «запыленными» и слегка бурыми от включений тонкодисперсного вещества (рудного минерала?). Из цветных минералов постоянно присутствуют биотит и амфибол, очень часто встречается также моноклинный пироксен (диопсид-геденбергит). Ромбический пироксен характерен лишь для немногих монцонитов, еще реже отмечается оливин.

Дайковые породы в подавляющем большинстве случаев приурочены к интрузиям щелочных и нефелиновых сиенитов, значительно реже они встречаются в сиенитах или граносиенитах и совсем отсутствуют среди монцонитов. Обычно дайки бывают локализованы в пределах плутонических тел, с которыми они генетически связаны. Внедрение дайковых пород происходило в несколько приемов. Для каждого массива, а иногда для каждой интрузивной фазы сложного массива характерен свой «набор» дайковых пород. Например, в Бурпалинском массиве щелочных сиенитов чаще всего встречаются дайки кварцевых микросиенитов, сиенит-аплитов, сельвсбергитов и лампрофириров (вогезитов, малхитов, керсантитов, спессартитов). Эти же породы находятся и в Сынырском массиве нефелиновых сиенитов, но там их роль очень скромная (за исключением сельвсбергитов). Для дайковой серии более характерны мелкозернистые и пегматоидные нефелиновые сиениты, близкие по составу к ювитам, слагающим главную часть массива, а также эгириң-нефелиновые сиениты (тингуаиты), шонкиниты и лампрофиры щелочных габброидов — камптониты и мончикиты.

Химический состав пород рассматриваемого подкомплекса очень разнообразен. Для наиболее меланократовых пород щелочной группы, таких, как шонкиниты и малиньиты, типично очень высокое содержание магнезии, извести и окислов железа, но малое количество кремнезема, глинозема и калия. Нефелиновые и щелочные сиениты, напротив, характеризуются высоким содержанием щелочей (главным образом калия) и глинозема, но небольшим количеством оснований. Среди щелочноземельных сиенитов и монцонитов также выделяются разнообразно с различным содержанием мафических компонентов. В составе подкомплекса присутствуют как породы нормального ряда, так и пересыщенные глиноземом, причем первые преобладают, особенно среди пород, богатых основаниями. Кроме того, с возрастанием кислотности и щелочности относительное количество железа в цветных минералах, как правило, увеличивается, а относительное содержание магнезии уменьшается. Для химических составов большинства пород подкомплекса, по сравнению со средними составами соответствующих пород мира (по Р. Дэли), характерно несколько повышенное количество полевошпатовой извести.

Проявления полезных ископаемых в связи с интрузиями ранних фаз витимканского комплекса изучены еще очень плохо.

Подкомплекс гранитоидов представлен главным образом различными гранитами, адамеллитами, гранодиоритами и отчасти граносиенитами; развиты в тех же районах, где и образования предыдущего подкомплекса. Обычно они слагают небольшие и средней величины (до 1500 км²) плутоны, часто приуроченные к тем же зонам разрывных нарушений, что и интрузии щелочных пород.

В строении некоторых массивов наряду с гранитоидами принимают участие также щелочные и сиенитовые породы. Контакты между ними,

как правило, интрузивные, причем гранитоиды являются более молодыми. Однако в ряде случаев кварцевые сиениты — граносиениты, — характерные для заключительных фаз раннего подкомплекса, постепенно переходят в нормальные граниты. Такие взаимоотношения указывают на существование между обоими подкомплексами тесной преемственной связи.

Большей частью массивы гранитоидов имеют изометрическую форму, нередко встречаются также заметно удлиненные тела. Некоторые массы, располагающиеся цепочками, возможно, на глубине соединяются в узкие гребневидные плутоны. Контактные поверхности интрузивных тел постоянно падают в сторону боковых пород, как правило, под крутым углом (60—90°). В большинстве случаев границы массивов дискордантны к тектоническим структурам рамы. Однако известны единичные массивы, согласно облекаемые вмещающими породами и имеющие характер диапиров.

Ориентированные магматические текстуры наблюдаются исключительно в массивах сложного строения; там они свойственны главным образом породам ранних фаз витимканского комплекса и располагаются конформно поверхности контакта. Большой же частью гранитоиды обладают массивным сложением и поэтому внутреннее строение образованных ими плутонических тел представляется изотропным.

Для многих массивов характерны первичные трещины отдельности. Наряду с крутыми очень хорошо выражены пологие или почти горизонтальные трещины, создающие матрацевидную отдельность. Эти трещины часто бывают строго параллельны поверхности кровли массивов, причем количество их увеличивается по мере приближения к ней. К трещинам иногда приурочиваются дайки аплитов и лампрофиров.

Контактное воздействие гранитоидов выражается главным образом в ороговиковании и перекристаллизации боковых пород. Обычно ширина зоны интенсивно измененных пород не превышает 200—300 м, иногда 60—100 м. Только в прикровлевых участках массивов контактовые ореолы могут достигать 2—3 км в поперечнике. Псаммитовые и пелитовые породы вблизи интрузий превращаются в узловатые кордиеритово-биотитовые и андалузитово-биотитовые роговики или, если они содержат известь, — в пироксеновые, эпидотовые и актинолитово-цонзитовые роговики. Известняки в контактовой зоне превращаются в мраморы с включениями тремолита, реже диопсида, талька, мусковита, эпидота, оливина и граната. Магнезиальные известняки и доломиты подвергаются, кроме того, дедоломитизации. Кое-где по карбонатным породам образуются гранат-пироксеновые скарны.

В эндоконтакте гранитных массивов иногда находится зона закалки, сложенная мелкозернистыми породами. Некоторые интрузивные тела заключают большое количество ксенолитов, в той или иной мере переработанных. В гранитных массивах, контактирующих с карбонатными породами, нередко наблюдаются оторочки гибридных пород диоритового или монцонитового состава. Вообще явления ассимиляции или контаминации весьма характерны для многих гранитов рассматриваемого подкомплекса.

Приведенные выше данные о геологических условиях залегания витимканских гранитоидов позволяют сделать вывод, что большая часть слагаемых ими плутонических тел образовалась в результате интрузий магмы вдоль расколов в сравнительно жесткой раме и сформировалась на умеренной и небольшой глубине. Все же настоящие гипабиссальные тела среди них очень редки, а субвулканические образования неизвестны.

Для описываемого подкомплекса гранитоидов характерны два типа интрузивных тел: 1) дифференцированные, сложенные гранитоидами очень пестрого петрографического состава, и 2) простые, состоящие преимущественно из одних биотитовых (реже мусковитовых) гранитов. В составе дифференцированных интрузий обычно принимают участие породы последних фаз подкомплекса щелочных пород и сиенитов. Кроме того, в них широко развиты биотитовые граниты, такие же, как и в простых интрузиях. Оба типа интрузивных тел часто встречаются в одних и тех же тектонических структурах или зонах.

Между различными разновидностями витимканских гранитоидов существуют взаимопереходы; только аплитовидные и аляскитоидные граниты, как правило, секут остальные породы. Имеются основания предполагать, что некоторые лейкократовые биотитовые граниты внедрились позднее, чем биотитово-амфиболовые гранитоиды. Последние в одних и тех же дифференцированных интрузиях иногда обнаруживают признаки катаклаза или протоклаза, тогда как лейкократовые граниты совершенно не затронуты деформацией. Таким образом, формирование гранитоидов происходило в две, а быть может, и в три фазы.

Биотитовые граниты, являющиеся самыми распространенными породами среди всех гранитоидов витимканского комплекса, в разных массивах обладают многими специфическими чертами, но все же для большинства их характерны розовато-серая окраска, свежий облик, отсутствие или слабое проявление катаклаза, массивное сложение, гипидиоморфнозернистая структура и близкий, почти одинаковый, минеральный состав. Главными породообразующими минералами в них являются микроклин или микроклин-пертит, плагиоклаз (всегда зональный, главным образом олигоклаз), кварц и биотит. В качестве вторичных минералов в небольшом количестве находятся хлорит, серицит (мусковит), эпидот и др. Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют сфен, апатит, ортит и магнетит, спорадически — циркон, титаномагнетит, флюорит и др.

В Средне-Витимской горной стране биотитовые граниты витимканского комплекса представлены главным образом равнозернистыми лейкократовыми разновидностями и округлыми выделениями темно-серого кварца. Для этих гранитов характерна исключительная свежесть, полное отсутствие катаклаза, крупная величина зерна и отчетливый идиоморфизм плагиоклаза по отношению к микроклину, а последнего по отношению к кварцу. Отличительной их особенностью является также заметное преобладание плагиоклаза (40—42%) над микроклином (24—27%) и небольшое количество биотита (до 3%, обычно 1—2%). Содержание кварца, как и в других витимканских гранитах, довольно высокое (27—31%).

В Ангаро-Баргузинской горной стране, а также в некоторых районах Северо-Байкальского нагорья широко распространены биотитовые граниты с порфировидной структурой. Минеральный состав их следующий: микроклин (25—32%), плагиоклаз (30—33%), кварц (24—30%), биотит (6—9%); вторичные (до 1,5%) и аксессуарные минералы (1,1—2,5%). Помимо структуры, эти граниты отличаются от гранитов, развитых в Средне-Витимской горной стране, более высоким содержанием биотита и приблизительно равным количеством плагиоклаза, микроклина и кварца. Порфиновые выделения в них, образованные преимущественно микроклином, достигают 3 см в длину. Они имеют неправильные контуры и часто содержат включения минералов более ранних генераций (плагиоклаз, биотит и др.).

Следует упомянуть еще о своеобразных биотитовых гранитах, описанных А. С. Ескиным и В. Г. Беличенко (19586) из одного небольшого

массива, секущих кембрийские известняки в Баргузинском хребте (по р. Бирамье). Эти граниты отличаются резким преобладанием микроклина (50%) над плагиоклазом (20%) и кислым составом последнего (10% анортита в центральной части зональных зерен).

Другими типичными для витимканского комплекса породами являются биотитово-амфиболовые граниты. Среди них чаще всего встречаются светло-серые разновидности с небольшими (до 1,5 см) выделениями розового полевого шпата. Структура таких пород порфириовидная с гипидиоморфнозернистой или гранитовой основной массой. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (38—42%) зональный с 24—30% анортита, микроклин-пертит (30—35%), кварц (20—22%), обыкновенная роговая обманка (2,5—4%) и биотит (3—4%); вторичные (1—2%): хлорит, серицит, лейкоксен, эпидот; акцессорные (1,5—2%): сфен, магнетит, титаномагнетит, апатит и ортит. Порфириовые выделения, занимающие от 8 до 30% объема породы, сложены микроклином, реже плагиоклазом.

С биотитово-амфиболовыми гранитами во многих интрузиях тесно связаны неуволнимыми переходами адамеллиты, характеризующиеся несколько пониженным по сравнению с гранитами количеством кварца (9—15%) и повышенным содержанием цветных минералов (до 14%), среди которых иногда присутствует пироксен (0,1—3%) диопсид-геденбергитового ряда, преимущественно в виде реликтовых зерен, заключенных в амфиболе.

Лейкократовые аплитовидные и аляскитоидные граниты образуют малые тела, часто секущие биотитовые и биотитово-амфиболовые граниты. Для внешнего облика этих пород характерно мелко- и среднезернистое массивное сложение, светло-серая или розоватая окраска и ничтожно малое содержание цветных минералов. Структура их большей частью аплитовая, гранитовая, иногда с участками микропегматитовой. Состоят они в основном из микроклина, плагиоклаза (олигоклаза или альбит-олигоклаза) и кварца; к числу второстепенных, вторичных и акцессорных минералов относятся биотит, мусковит, серицит, эпидот, циркон, сфен, рутил, магнетит и ортит. Содержание калиевого и известково-натрового полевых шпатов сильно варьирует; кварца всегда много (30—38%).

Мусковитовые граниты слагают небольшие штокообразные и дайкообразные тела или размещаются в краевых частях массивов биотитовых и лейкократовых гранитов. По своему составу и внешнему виду они близки к лейкократовым гранитам, отличаясь главным образом наличием мусковита (2—5%). В сильно автопневматолически измененных гранитах типа грейзенов содержание мусковита может достигать 12—15%. В таких породах отмечаются еще флюорит, турмалин и вкрапленность сульфидов — пирита, молибденита и реже галенита. Для некоторых мусковитовых гранитов характерно наличие многочисленных мелких зернышек граната.

Граносиениты, присутствующие в некоторых дифференцированных плутонах гранитоидов, почти не отличаются от таких же пород в составе ранних интрузий витимканского комплекса. Интересно отметить, что в некоторых из них иногда находится небольшое количество полущелочной роговой обманки и эгирин-диопсида.

Гранодиориты встречаются главным образом в приконтактных частях интрузий вблизи выходов известняков или зеленокаменных метабазитов, и поэтому, очевидно, многие особенности их состава и структуры обусловлены явлениями ассимиляции боковых пород. Это мелко-среднезернистые, как правило, равномернoзернистые, редко порфириовидные меланократовые породы массивного сложения. Цветные

минералы в них часто образуют скопления, что, как известно, является характерной чертой гибридных пород. Структура их гранитовая или гипидиоморфнозернистая, текстура гломерозернистая. Типичные для витимканского комплекса гранодиориты из нижнепалеозойских интрузий Верхне-Ангарского хребта, по данным Е. А. Шалек и Н. Л. Колпинской (1958 г.), состоят из зонального плагиоклаза (43—65%) с 30—40% анорита, микроклина (10—26%), кварца (3—5%), зеленой роговой обманки (5—12%), биотита (7—9%), моноклинного пироксена — диопсид-геденбергита — (0,9—2,3%), акцессорных минералов (1—1,4%) — сфена, титаномагнетита, апатита и ортита.

С гранитоидами витимканского комплекса связаны разнообразные жильные породы: микрограниты, гранит-порфиры, лейкократовые граниты, аплиты и изредка пегматиты. Дайки микрогранитов и гранит-порфиров обычно размещаются вблизи массивов гранитоидов, а иногда даже являются их апофизами. В некоторых случаях гранит-порфиры слагают также небольшие штоки. Лейкократовые граниты, аплиты и пегматиты чаще всего бывают локализованы в пределах гранитных массивов.

Пегматиты для гранитов витимканского комплекса в общем не характерны и встречаются очень редко (исключение представляют лейкократовые биотитовые граниты, слагающие несколько массивов по рекам Мамакану и Витиму в сопредельных с Бурятской АССР районах Иркутской области).

Во многих местах витимканские гранитоиды секутся дайками лампрофиров (керсантитов, слессартитов, вогезитов и малхитов), сформировавшихся на заключительной стадии нижнепалеозойского магматического этапа.

Данные многочисленных представительных химических анализов показывают, что среди витимканских гранитоидов преобладают породы, сильно пересыщенные глиноземом и умеренно богатые или богатые щелочами, причем калия по весу чаще содержится больше, чем натрия, но молекулярные их количества примерно равны. Средний состав рассматриваемых гранитоидов очень близок к среднему составу мирового гранита Р. Дэли; отличие состоит главным образом в заметно большей по сравнению с последним пересыщенности глиноземом.

С витимканскими гранитоидами связаны проявления молибденового, медного, полиметаллического и золотого оруденения.

Нижняя возрастная граница интрузий витимканского комплекса определяется совершенно четко на основании прорывания ими кембрийских отложений. Такие соотношения установлены в ряде районов. В бассейне р. Мамакана (на территории Иркутской области) щелочные, известково-щелочные граниты секут песчаники алданского яруса и известняки ленского яруса нижнего кембрия, а монциты оказывают активное воздействие на известняки, содержащие остатки фауны среднего кембрия. В Северо-Байкальском нагорье нефелиновые и щелочные сиениты метаморфизуют песчаники холоднинской серии нижнего кембрия. В Баргузинском хребте (по р. Бирамье) и на правом берегу р. Катеры биотитовые граниты интродуцируют известняки бирамьинской свиты, относящейся к ленскому ярусу нижнего кембрия.

Верхняя возрастная граница комплекса не может быть определена прямыми наблюдениями, так как в пределах области его распространения отсутствуют более молодые, чем кембрий, осадочные толщи, за исключением горизонтально лежащих кайнозойских отложений. Однако, учитывая, что все данные по геологии региона указывают на существование крупной тектонической фазы между средним и верхним кембрием, в результате которой было завершено геосинклинальное раз-

вите байкалит, имеются основания полагать, что интрузии витимского комплекса были приурочены именно к этому этапу.

Определения абсолютного возраста нефелиновых сиенитов Сынырского массива аргоновым методом (по биотиту) дают значения порядка 300 млн. лет (лаборатория ВСЕГЕИ), а гранитоидов из бассейна р. Мамы (по породе) — от 211 до 232 млн. лет (Лаборатория геологии докембрия АН СССР; Великославинский, 1957а). Эти значения согласно принятой в настоящее время шкале, отвечают верхнему палеозою (карбону и перми). Представляется, что «омоложение» возраста обусловлено диффузией аргона.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

До последнего времени верхнепалеозойские осадочные и вулканогенные породы были известны лишь в самой южной части Бурятии. Здесь они выделялись условно, хотя еще в 1928 г. на водоразделе рек Чикоя и Большого Гомара в отложениях осадочно-вулканогенной гутайской свиты Н. С. Донской обнаружил остатки богатой нижнепермской фауны брахиопод. Впоследствии на западных отрогах Кударинской гривы, в хребтах Боргойском и Гудзан были выделены (условно) средне-верхнекарбоновые вулканогенно-осадочные образования, прорванные интрузиями гранитоидов. Площадь распространения верхнепалеозойских плутонических пород Бурятии очень ограничена. Северная ее граница проходит в широтном направлении через с. Гутай и р. Мергень. Некоторые исследователи, в частности Н. А. Флоренсов (1954а), допускают возможность распространения верхнепалеозойских магматических образований гораздо севернее этой условной границы. Такая возможность, по мнению Н. А. Флоренсова, обусловлена их ближайшим соседством с областью среднего и верхнего течения р. Чикоя, где широко развиты морские отложения среднего и, возможно, верхнего палеозоя, а также огромные массы прорывающих их гранитов.

А. А. Арсеньев и Ю. П. Деньгин (1958) относят щелочные гранитоиды хребтов Цаган-Дабан и Цаган-Хуртей к платформенным образованиям верхнепалеозойского возраста (позднегерцинский интрузивный комплекс). Высказывались также мнения, основанные главным образом на сопоставлениях с северными районами Монгольской Народной Республики, о верхнепалеозойском возрасте широко распространенного в Бурятии сложного гранитоидного комплекса, объединяемого многими исследователями под названием джидинской интрузии (П. И. Налетов и др.). Некоторые исследователи указывали на вероятную принадлежность к верхнему палеозою только некоторых наиболее молодых гранитоидов джидинской интрузии — биотитовых порфировидных гранитов и лейкократовых преимущественно красных гранитов (Е. Н. Смолянский, Г. И. Храмцов и др.). Немаловажную роль в укреплении этих взглядов сыграли региональные тектонические обобщения в виде обзорных тектонических карт и схем, а также данные, относящиеся к определениям абсолютного возраста некоторых гранитоидов в Бурятии. В свете сказанного можно полагать, что верхнепалеозойские вулканогенные и плутонические породы на юге Бурятской АССР развиты действительно гораздо шире, чем представлялось ранее.

Верхнепалеозойской является, по-видимому, нижняя часть осадочно-вулканогенных образований боргойской толщи, затем гутайская свита (за пределами Бурятии) и, наконец, гранитоиды, которые ранее относились к последней фазе джидинского интрузивного комплекса. Стратиграфическими аналогами боргойской толщи, возможно, являются кислые эффузивы (фельзиты, фельзит-порфиры и порфириты), слагаю-

щие крупные ксенолиты среди гранитоидов в 20—30 км к югу от г. Улан-Удэ (северные отроги хребта Цаган-Дабан).

Ввиду обнаружения ксенолитов кислых эффузивов внутри гранитов, предположительно принадлежащих к третьей фазе джидинского комплекса, должен быть пересмотрен и возраст последних. Один из таких ксенолитов кислых эффузивов площадью 1 км² находится в бассейне р. Боровки среди биотитовых порфиroidных гранитов, которые ранее относились к третьей фазе джидинского комплекса. Второй ксенолит обнаружен среди аляскитовых гранитов и лейкократовых сиенитов того же комплекса.

Эти наблюдения указывают, что гранитоиды, относившиеся ранее к джидинскому (нижнепалеозойскому) комплексу, отделены от его главных фаз значительным промежутком времени, в течение которого произошло излияние лав и накопление осадков вулканогенной толщи. А если это так, то возникает возможность выделить гранитоиды последней фазы джидинского комплекса в самостоятельный комплекс, который, очевидно, окажется возрастным аналогом даурского комплекса. Подобный вывод представляется наиболее правильным также и по другим соображениям. В его основе, кроме формальных взаимоотношений между ксенолитами кислых эффузивов и вмещающими их гранитоидами, лежит корреляция этих эффузивов с эффузивами боргойской толщи. Но в свете новейших полевых наблюдений возраст этой толщи не может быть нижнепалеозойским.

Если же допустить, что корреляция неверна и эффузивы в ксенолитах близ г. Улан-Удэ имеют более молодой — нижнемезозойский — возраст, то весь крупный однородный массив, заключающий эти ксенолиты гранитов, мы должны будем признать также мезозойским. Поступать так нельзя. Избрав подобный путь, мы должны были бы выделить в центральном районе Селенгинской Даурии поистине огромные массы мезозойских гранитов.

В связи с рассматриваемым вопросом необходимо еще раз подчеркнуть, что проблема магм (одна из главных в геологии Бурятии) упирается в проблему взаимоотношений не везде однозначно опознаваемых вулканогенных толщ и соотношений последних с гранитоидными массивами. Поэтому здесь (как и в других разделах, относящихся к магматизму Бурятии) мы не можем выйти из рамок гипотезы, кажущейся пока наиболее правдоподобной.

Среди верхнепалеозойских интрузивных образований выделяются граниты, граносиениты, сиениты, гранодиориты и пегматоидные граниты. Из всех этих разновидностей наибольшим распространением пользуются граниты.

Верхнепалеозойские гранитоиды слагают различные, преимущественно трещинные, интрузии, образующие тела неправильной формы, вытянутые в северо-восточном направлении и имеющие многочисленные апофизы. Один из таких массивов, заключающий ксенолиты эффузивов, расположен к югу от г. Улан-Удэ по правобережью р. Селенги и левобережью р. Уды и захватывает частично северные склоны хребта Цаган-Дабан. Гранитоиды, обнаженные на водоразделе речек Моховой и Береи; левых притоков р. Катанцы, В. А. Новиков также считает верхнепалеозойскими. Такой же возраст приписывается Д. Жалсабоном гранитоидам той части Малханского хребта, которая входит в пределы Бурятии.

Верхнепалеозойские гранитоиды представляют собой светло-розовые и розовые преимущественно лейкократовые породы массивной текстуры. Они обладают порфиroidной структурой с мелко-, средне- и крупнозернистой гранитной основной массой.

Иногда встречаются пегматоидные разности, которые часто образуют самостоятельные мелкие тела, выделяемые в смежных районах Читинской области в завершающую фазу даурского комплекса (Деньгин, 1958).

Гранитоиды оказывают интенсивное контактовое воздействие на вмещающие породы. Оно выражено в сильном калиевом метасоматозе так как вокруг массивов верхнепалеозойских гранитоидов отмечаются микроклинизированные породы. Чаще это явление выражено в тех случаях, когда вмещающими породами оказываются диориты, реже — в сиенитах и редко — в гранитах (например, по р. Куйтунке, правому притоку р. Селенги). Кроме того, интенсивность калиевого метасоматоза зависит от степени катаклаза вмещающих пород. Так, в бассейне р. Куйтунки на контакте с сильно раздробленными вмещающими гранитами в последних отмечаются порфиروبласты микроклина до 2—3 см в длину. При этом ширина ореола микроклинизации во многом зависит от мощности катаклазированных пород. Во всех случаях микроклинизация вмещающих пород особенно интенсивна вблизи контактов с верхнепалеозойскими гранитоидами, а по мере отдаления от них порфиروبласты микроклина постепенно исчезают. Наряду с микроклинизацией в экзоконтактах наблюдаются мирмецитизация и сосюритизация плагиоклазов, серицитизация и хлоритизация дробленных и перетертых пород.

Внутреннее строение массивов верхнепалеозойских гранитоидов неоднородно. В массиве гранитоидов, расположенном на водоразделе рек Моховой и Береи, В. А. Новиковым отмечается зональное строение. Внутри массива имеются фациальные переходы между порфирированными крупно-, средне- и мелкозернистыми сиенитами, граносиенитами и гранитами, являющимися следствием дифференциации магм. Вместе с тем на контакте со сланцами зачиконой серии граниты обогащены цветными минералами, в большинстве случаев имеют меланократовый облик, содержание кварца в них уменьшается. Вблизи контактов с нижнепалеозойскими гранитоидами верхнепалеозойские граниты становятся мелкозернистыми, светло-серыми, иногда порфирированными. Основная их масса состоит из калиевых полевых шпатов, кварца, биотита и роговой обманки; по мере удаления от контакта граниты становятся более крупнозернистыми. Однако они не теряют порфирированной структуры даже в центральных частях массива.

Минеральный состав гранитов следующий: калиевый полевой шпат (30—55%), плагиоклаз (10—30%), кварц (20—30%), биотит (до 10%), редко роговая обманка (до 5%); вторичные — хлорит, серицит, эпидот и пелит; аксессуарные — рудный минерал (магнетит), циркон, сфен, апатит.

Калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин) образует изометричные и призматические зерна, интенсивно замещающиеся альбитом с образованием микроклин-пертита. Плагиоклаз (альбит и альбит-олигоклаз) на стыке с зернами микроклина заключает червеобразные вроски кварца, указывающие на глубинность формирования интрузивов. По плагиоклазу развивается серицит. Зеленовато-бурый и бурый биотит встречается в редких чешуйках. Зеленая ромбическая роговая обманка имеет угол погасания $cNg = 18—20^\circ$. Сфен почти всегда встречается в ассоциации с титаномagnetитом. Циркон и апатит отмечаются очень редко, причем последний заключен внутри зерен полевых шпатов. В участках дробления и катаклаза граниты изобилуют эпидотом, хлоритом и серицитом.

Структура гранитов порфировидная с гранитовой и аллотриоморфнозернистой основной массой. Порфировидные вкрапленники представлены микроклином (до 2 см в поперечнике).

Граносиениты и сиениты в отличие от гранитов обладают более равномернозернистой структурой, кварца в них мало или он отсутствует (в сиените). Структура граносиенитов и сиенитов аллотриоморфнозернистая, реже гипидиоморфнозернистая.

Гранодиориты наблюдаются вдоль контакта гранитов с глинистыми сланцами зачикоийской серии; они возникли в результате ассимиляции вмещающих пород. В гранодиоритах отмечается повышенное содержание роговой обманки и биотита (15—20%). Структура гранитовая и гипидиоморфнозернистая, очень редко порфировидная.

Лейкократовые розовые пегматоидные граниты слагают мелкие штокообразные тела со сложным внутренним строением. Наблюдаются аплитовидные мелкозернистые и пегматоидные разновидности, которые в одних случаях взаимно пересекаются, в других — постепенно переходят друг в друга. На 70—80% пегматоидные граниты состоят из альбитизированного микроклина с вростками кварца, что создает пегматоидную и пегматитовую структуру породы в целом. Очень редко и в малых количествах в этих породах обнаруживаются плагиоклаз (3—10%) и зеленовато-бурый биотит; из аксессуарных присутствуют циркон и гранат.

В табл. 21 приведены данные химических анализов верхнепалеозойских гранитоидов. Как видно, среди гранитоидов преобладают разновидности, близкие к среднему типу гранитов по Р. Дэли. Граниты преимущественно лейкократовые (сумма $a+c$ резко преобладает над b), пересыщены SiO_2 . В плагиоклазах гранитов альбитовая составляющая преобладает над анортитовой ($a>c$). В салических минералах, как правило, преобладает К над Na, на что указывает значительное отклонение векторов от вертикали в левой части диаграммы (рис. 66). Из цветных составляющих основную роль играют железисто-магнезиальные компоненты ($m+f>c$), при этом железо преобладает над магнием ($f'>m'$).

Сиениты описываемого комплекса (анализы № 3 и 7) по своим числовым характеристикам приближаются к среднему типу известково-щелочных сиенитов по Дэли. Лишь иногда (анализ № 3) отмечаются повышенные значения a и c , что является, видимо, следствием карбонизации. Некоторым отличием является также пересыщение кремнеземом и алюминием. За счет лейкократового характера в сиенитах несколько понижено значение параметра b (9 вместо 10—15).

Фигуративная точка биотитово-роговообманкового гранодиорита располагается в нижней части диаграммы, вблизи группы габброидов (см. рис. 66, анализ № 8). Однако этот гранодиорит характеризуется более кислым плагиоклазом и повышенным значением Q . Кроме того, увеличение значения параметра b по сравнению с типичным гранодиоритом по Дэли указывает на большое содержание цветных минералов (при этом содержания магния и железа примерно равны между собой). Некоторая пересыщенность алюминием объясняется, по-видимому, развитием вторичных процессов.

Исследователи Селенгинской Даурии признают, что описываемые гранитоиды прорывают ранее сформировавшиеся гранитоиды нижнепалеозойского джидинского комплекса. Взаимоотношение верхнепалеозойских пегматоидных гранитов с нижнепалеозойскими установлено Д. Жалсабоном в бассейне верхнего течения р. Куйтунки. Здесь граниты и граносиениты второй фазы джидинского интрузивного комплекса, содержащие ксенолиты диоритов и гранодиоритов предыдущей

Таблица 21

Химический состав верхнепалеозойских гранитоидов

Компоненты	№ анализа											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	70,76	70,90	61,10	71,14	76,38	68,20	62,96	60,85	71,10	70,18	60,19	56,77
TiO ₂	0,33	0,71	0,87	0,38	0,18	Следы	0,64	0,70	0,39	0,38	0,67	0,84
Al ₂ O ₃	14,71	13,90	17,24	15,85	13,50	14,70	16,81	19,39	14,98	14,47	16,28	16,67
Fe ₂ O ₃	0,35	1,86	3,12	1,33	0,88	1,31	1,93	4,11	0,54	1,57	2,74	3,16
FeO	2,75	1,28	2,57	1,45	0,59	1,65	3,00	4,00	2,16	1,78	3,28	4,00
MnO	0,05	0,57	0,13	0,09	0,03	0,04	0,05	0,10	0,08	0,12	0,14	0,13
MgO	0,62	1,29	1,54	0,55	0,25	0,58	2,33	4,26	0,75	0,88	2,49	4,17
CaO	1,12	1,37	2,43	1,41	0,55	1,33	4,00	0,44	1,83	1,99	4,30	6,74
Na ₂ O	3,08	4,32	4,86	4,37	4,27	7,45	2,99	1,75	2,95	3,48	3,98	3,39
K ₂ O	5,50	4,19	4,95	4,10	5,21	4,75	4,19	3,11	4,94	4,11	4,49	2,12
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,32	0,11	0,11	0,04	0,14	0,14	0,13	0,19	0,28	0,25
SO ₃	0,15	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,40	0,89	0,26	0,08	0,42	0,26	0,38	0,55	—	—	—	—
С у м м а	99,57	101,39	99,44	100,86	102,37	100,31	99,42	99,40	99,85	99,15	98,84	98,24

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	a	φ	b	s	a'	f'	m'	c'	n	Q
1	14,0	1,3	6,3	78,32	38,3	45,7	15,9	—	45,3	+28,7
2	15,03	1,4	5,5	78,14	—	50,0	47,6	2,4	60,5	+25,81
3	18,01	2,63	8,09	71,06	—	63,25	32,47	4,27	59,92	+3,44
4	13,82	1,64	5,64	78,00	40,69	16,27	43,02	—	61,06	+17,62
5	15,87	0,51	1,98	87,71	—	74,19	19,35	6,4	55,6	+34,1
6	19,0	2,6	3,4	73,67	—	27,4	27,5	45,1	64,9	+9,4
7	12,92	4,53	8,75	73,29	1,57	53,17	45,23	—	51,61	+25,47
8	7,57	0,5	28,41	63,53	52,8	23,79	23,40	—	45,08	+11,41
9	13,3	2,12	5,65	78,96	34,1	44,7	21,29	—	47,5	+31,17
10	13,4	2,4	5,4	78,8	15,0	57,5	27,5	—	56,0	+28,4
11	15,5	3,2	11,9	69,4	—	47,1	35,6	17,3	57,5	+4,6
12	10,7	6,1	16,7	66,5	—	42,9	43,3	13,8	71,4	+5,5

1 — гранит биотитовый, среднезернистый, водораздел рек Теленкова и Большого Куналея; 2 — гранит биотитовый; 3 — сиенит катаклазированный, карбонатизированный, правобережье р. Большого Куналея; 4 — гранит биотитово-роговообманковый, р. Каменка; 5 — гранит биотитовый, р. Большой Куналея; 6 — гранит биотитово-роговообманковый, правобережье р. Адоги; 7 — сиенит кварцевый, р. Сарам; 8 — диорит биотитово-роговообманковый, среднезернистый; 9 — гранит, правобережье р. Чикоя; 10 — гранит всех периодов по Дэли; 11 — сиенит по Дэли; 12 — диорит по Дэли.

Результаты химических анализов заимствованы из материалов В. А. Новикова,

фазы, прорываются мелкозернистыми розовыми пегматоидными гранитами, которые в свою очередь секутся дайкой мезозойского диоритового порфирита. Эти граниты имеют эруптивный контакт с эффузивами ортинской свиты нижнекаменноугольного возраста (Деньгин, 1958). В устье р. Мергени (Читинская область) на аналогичных гранитах

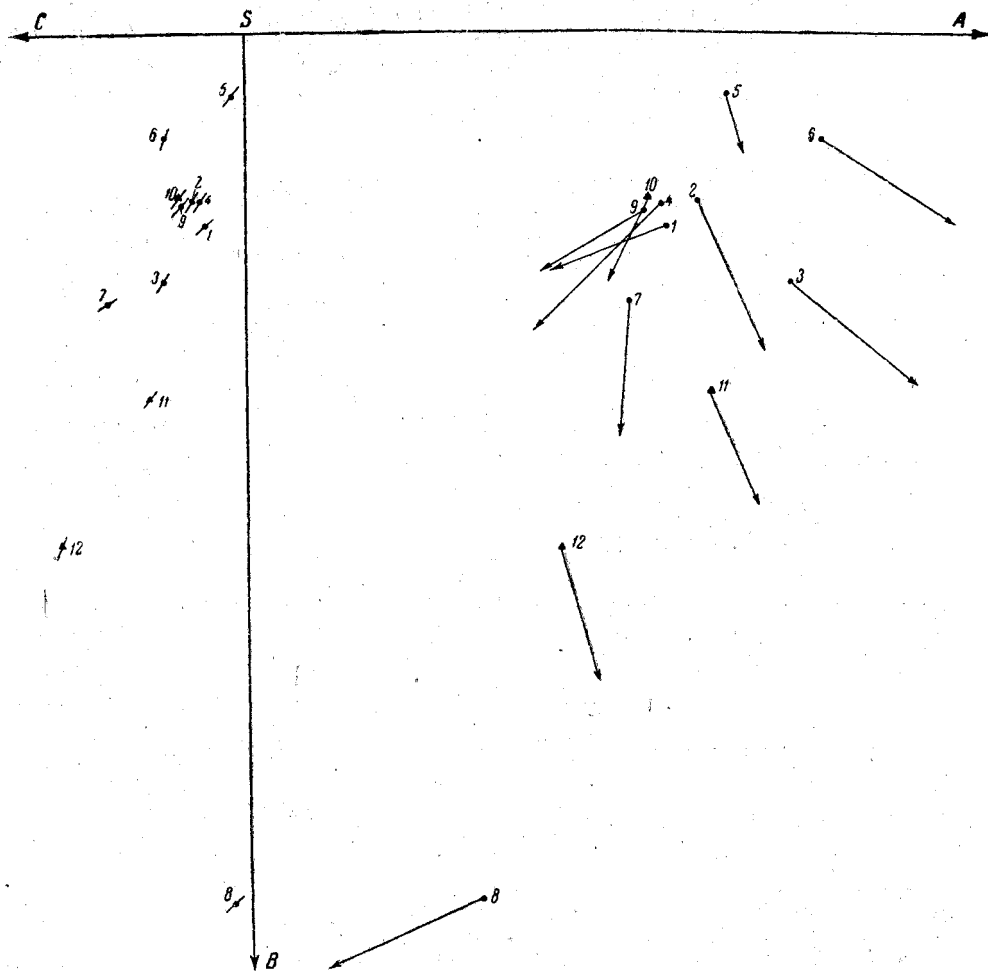


Рис. 66. Диаграмма химических составов верхнепалеозойских гранитоидов (треугольниками обозначены средние составы пород по Дэли)

лежат фаунистически охарактеризованные отложения верхов нижней перми (Козубова, 1960). П. Е. Луненок и А. Д. Щеглов отмечают в гальке конгломератов гутайской свиты нижней перми наряду с эффузивами гранодиориты и лейкократовые граниты.

Таким образом, описываемые граниты занимают одинаковое возрастное положение с гранитами даурского комплекса, для которых абсолютный возраст, определенный по биотиту аргоновым методом Н. И. Полевой (лаборатория ВСЕГЕИ), оказался равным 220—235 млн. лет (Деньгин, 1958).

Близкие значения возраста (230 млн. лет) получены и для порфировидных гранитов Малханского хребта (Козубова, 1960). Эти резуль-

таты и данные геологических исследований, по-видимому, позволяют утверждать, что внедрение гранитоидов связано с той фазой магматизма, которая имела место на границе между средним и верхним карбоном или в верхнем карбоне.

В настоящее время на территории Бурятии проявления полезных ископаемых, связанных с верхнепалеозойскими гранитами, не установлены.

По-видимому, верхнепалеозойскими являются нефелиновые сиениты Ботогольского массива в Восточном Саяне и щелочные и нефелиновые сиениты Северо-Байкальского нагорья и Витимского плоскогорья, а также крупный массив гранитоидов бассейна нижнего течения р. Джиды, внутри которого В. М. Ладаева обнаружила щелочные гранитоиды и нефелиновые сиениты. Щелочные и щелочноземельные гранитоиды слагают здесь единый, сильно раздифференцированный массив. Между ними, по данным В. М. Ладаевой, имеется постепенный фациальный переход.

В этом массиве отмечаются биотитово-роговообманковые граниты, граносиениты и сиениты, щелочные граносиениты, сиениты и нефелиновые сиениты. Преобладают породы сиенитового ряда. Характерной их особенностью является повышенное содержание окисла алюминия.

Нижняя возрастная граница гранитоидов джидинского комплекса определяется прорыванием ими осадочно-вулканогенной толщи (Боргойский хребет), относимой Д. Жалсабоном к среднему карбону. Взаимоотношения с породами гутайской свиты нижней перми и карбоновыми гранитоидами ниже не установлены. Во многих участках бассейна нижнего течения р. Джиды джидинские гранитоиды перекрываются эффузивно-осадочными образованиями тамирской и петропавловской свит нижнего мезозоя. Определение абсолютного возраста гранитов, выполненное аргоновым методом по биотиту, показало 275 млн. лет, что соответствует верхам карбона или низам нижней перми¹. По-видимому, данные гранитоиды являются проявлением верхнепалеозойского плутонизма в условиях герцинской (эпикаледонской) платформы.

Нижнепермские эффузивы обнаружены в составе гутайской свиты, которая распространена в бассейне р. Мергени и окрестностях с. Гутай, а также на юго-востоке Бурятии. Поэтому можно полагать, что верхнепалеозойская вулканическая деятельность была и в других частях интересующей нас территории.

Таким образом, можно утверждать, что верхнепалеозойский магматизм проявился как в эффузивной, так и в интрузивной форме. Из табл. 22 видно, что проявления верхнепалеозойского магматизма являются далеко не полными и не типичными для геосинклинальных областей. По-видимому, они соответствуют позднему этапу развития подвижных зон.

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Мезозойские магматические породы на территории Бурятии распространены в виде широкой полосы (рис. 67), протягивающейся с юго-запада (от южной окраины республики) на северо-восток (по среднему течению р. Витима). В других местах мезозойские магматические породы встречаются сравнительно редко. Они известны в хребтах Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Икатском, Баргузинском и в Восточном Саяне. К. П. Калинина и В. С. Малых (1959 г.) считают вероятным мезозойский возраст некоторых магматических образований

¹ Определение производилось в лаборатории Бурятского геологического управления. Аналитик О. Т. Скринников.

Схема развития верхнепалеозойского магматизма на территории Бурятии
(По Д. Жалсабону)

Этап	Возраст	Интрузии		Эффузии	Характер тектонических движений
		платформы	геосинклинальной области		
Поздний	Нижняя пермь	Щелочноземельные и щелочные гранитоиды и нефелиновые сиениты	—	Эффузивы гутайской свиты	Разломы
	Верхний карбон	—	Щелочноземельные гранитоиды	—	—
	Средний карбон	—	—	Эффузивы осадочно-вулканогенной толщи	Образование структурного шва по северной окраине зоны герцинид

в хребте Байкальском. Н. А. Флоренсов и другие исследователи допускают наличие мезозойских интрузий в северной части Витимского глоскогорья и Восточном Саяне (Одинцов, Флоренсов, Хренов, 1958; Флоренсов, 1960а).

Площадь наиболее активных проявлений мезозойского магматизма представляла собой своеобразную подвижную зону, сформировавшуюся в мезозое и развивавшуюся своим особым путем. Многие признаки этой зоны в усиленном и измененном виде типичны для геосинклиналей. Такими, в частности, являются: значительная суммарная мощность мезозойских отложений, обилие различных эффузивов, а также разнообразных по составу (особенно кислых) интрузий, активность разломов, складчатость вулканогенно-осадочных серий и т. д. Другие признаки подвижной зоны, в том числе сравнительное однообразие мезозойских отложений, отсутствие морских фаций, локальность многих тектонических явлений, более присущи платформенным областям. В общем, вся совокупность этих признаков, с учетом их местных особенностей, не свойственна ни типичным геосинклиналям, ни типичным платформам. На особый путь геологического развития Западного Забайкалья в мезозое указывали многие исследователи (Иванов, 1947б, 1949а; Павловский и Флоренсов, 1951; Павловский, 1948в, 1953 и др.; Флоренсов, 1954а, 1960а, в; Комаров, 1960б).

Среди мезозойских магматических пород на территории Бурятии преобладают эффузивы¹. Интрузивные породы встречаются реже. Изучением последних занимались многие исследователи, в том числе А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева (1951), Л. М. Афанасьев (1954), И. В. Белов (1958б), М. В. Бесова (1939), Б. В. Бубякин, Д. В. Ветров, А. Е. Дербина, В. И. Игнатович (1959), К. П. Калинина (1959), П. М. Клевенский, Н. Г. Ключанский, В. Т. Комаревский, Ю. В. Комаров (1960б), А. А. Конев, И. П. Кушнарев (1947), П. Е. Луненок, В. Н. Лярский, Л. Н. Малышева, Н. П. Михно, П. И. Налетов (1941, 1957), Н. К. Нефедов, В. А. Новиков, А. Ф. Носков, П. В. Осокин,

¹ Детальное описание их дано в главе «Стратиграфия».

Г. Л. Падалка, М. М. Повилайтис (1957), Д. Д. Сагалуев (1960), Е. Н. Смолянский (1960), П. М. Хренов (1957 и др.), К. А. Шалаев (1935), С. Д. Шер, И. М. Ширококов и др.

В. А. Обручев (1914, 1929, 1934а) и другие геологи изучали мезозойские магматические породы Бурятии в тот период, когда материалов о принадлежности их к мезозою еще не было. В результате исследований последних трех десятилетий наши знания мезозойского магма-

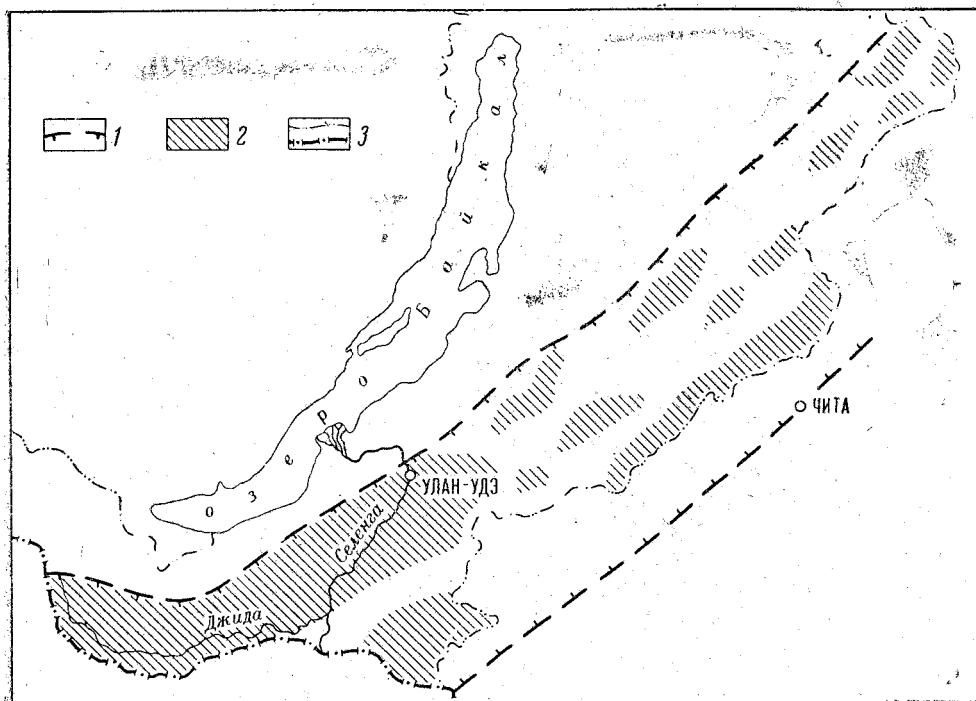


Рис. 67. Мезозойская подвижная зона

1 — примерные границы зоны; 2 — площади широкого распространения мезозойских гранитоидов; 3 — административная и государственная границы Бурятской АССР

тизма значительно пополнились. Наряду с обширным развитием мезозойских магматических пород на территории Бурятии выявлены длительность и сложность мезозойского магматизма, разнообразие его типов, пород и многостадийность их формирования. Раскрыты также некоторые закономерности в пространственном развитии мезозойского магматизма и связанной с ним металлогении. Многие вопросы мезозойского магматизма остались нерешенными и требуют дальнейшего исследования.

Большинство мезозойских интрузий залегает среди древних (домезозойских) пород, поэтому их выделение сопряжено с большими трудностями. Задача осложняется еще тем, что древние вмещающие породы, — во многих местах также интрузивные, — по составу и облику нередко близки к мезозойским. Еще труднее возрастное расчленение мезозойских интрузивных пород, чему препятствуют, с одной стороны, слабая изученность стратиграфии мезозойских отложений, представленных на значительной территории почти исключительно эффузивами, а с другой — неясность контактовых взаимоотношений с ними многих

мезозойских интрузивов. Схемы вулканизма, составленные различными исследователями, содержат существенные противоречия.

В настоящее время большинство исследователей объединяет мезозойские интрузивные породы Бурятской АССР в три комплекса: 1) малокуналейский — главным образом щелочные гранитоиды; 2) гуджирский (нырокский) — разнообразные гранитоиды (преимущественно лейкократовые граниты и гранит-порфиры; 3) хурае-байбинский (дайковый) — разнообразные жильные породы. Более подробное расчленение мезозойских интрузивных пород предложено Ю. В. Комаровым, Е. Н. Смолянским и Н. П. Михно.

Ю. В. Комаров (1959), основываясь главным образом на материалах из бассейна р. Уды и Удино-Витимского междуречья, выделил глубинные малокуналейский и гуджирский интрузивные комплексы, отнесенные им к нижнему мезозою, а также гипабиссальный юрский интрузивный, субвулканический послееорский и верхнемеловой интрузивный комплексы.

Малокуналейский интрузивный комплекс, по мнению Ю. В. Комарова и других геологов, включает в основном щелочные гранитоиды. К гуджирскому комплексу он отнес разнообразные граниты, граносиениты и сиениты, среди которых наибольшее распространение имеют биотитовые, биотитово-роговообманковые, роговообманковые, реже лейкократовые разновидности. Значительно реже встречаются диориты, кварцевые диориты и амазонитовые граниты. В юрский интрузивный комплекс им включены мелкозернистые диориты и монцониты, диорит-порфириты, вогезиты, сиенит-порфиры, гранофиры, гранит-порфиры, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры; все они обычно залегают в виде даек, реже слагают мелкие штоки. К субвулканическому комплексу послееорского возраста Ю. В. Комаровым отнесены гранит-порфиры, фельзит-порфиры и сиенит-порфиры, образующие редко встречающиеся дайки. К верхнемеловому комплексу принадлежат трещинные интрузии и связанные с ними эффузии трахидолеритов.

Е. Н. Смолянский в итоге многолетних исследований в бассейне р. Джиды выделил следующие комплексы мезозойских пород: 1) нижнемезозойский (малокуналейский) щелочной интрузивный комплекс, представленный главным образом щелочными гранитоидами; 2) нижне- и средне-мезозойский интрузивный комплекс, образования которого расчленены (от древних к молодым): а) граниты (булуктайские) лейкократовые, преимущественно розовые и связанные с ними породы, в том числе жильные (рис. 68); б) граниты (хуртугинские) биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, гранатовые, лейкократовые и другие породы, в том числе жильные; в) граниты (битуджинские) амазонитовые и другие породы, в числе которых имеются жильные; г) лейкократовые граниты, гранит-порфиры и другие породы (гуджирский интрузивный комплекс), к которым принадлежат и жильные производные; д) сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и другие гранитоиды (торейские) и жильные породы; 3) верхнемезозойский хурае-байбинский интрузивный комплекс, представленный разнообразными жильными породами, слагающими многочисленные дайки.

Нижне- и средне-мезозойские интрузивные образования Е. Н. Смолянский первоначально относил к разным стадиям (фазам) мезозойской гранитной интрузии, при этом он отмечал, что породы каждой стадии в совокупности обладают признаками самостоятельных интрузивных комплексов, в частности определенной петрографической и химической спецификой, геохимическими и металлогеническими особенностями, своими жильными производными, особенностями контактовых изменений, связанных с формированием пород каждой стадии, и т. д.

Учитывая все это, он считает, что, возможно, было бы правильнее именовать ниже- и среднемеозойские интрузивные образования бассейна р. Джиды, в соответствии с приведенным расчленением, интрузивными комплексами: булуктайским, хуртугинским и т. д.

Н. П. Михно, изучавший мезозойские магматические породы в различных районах Западного Забайкалья, в 1959 г. предложил схему,



Рис. 68. Выход мезозойских гранитов в верховье долины р. Булуктая (приток р. Джиды).
Фото Е. Н. Смолянского

согласно которой в мезозое выделяет (от древних к молодым), шесть интрузивных комплексов: 1) ичетуйский; 2) гегетуйский; 3) малокуналейский; 4) дабхорский; 5) гуджирский; 6) хурае-байбинский.

Условия и подход к расчленению мезозойских интрузивных образований на разных площадях были неодинаковы. Е. Н. Смолянский, например, изучал их в обстановке очень ограниченного распространения мезозойских стратифицированных отложений. Поэтому свои выводы о последовательности выделения мезозойских интрузивных пород он строил, базируясь в значительной мере на наблюдениях контактовых взаимоотношений. Н. П. Михно, изучавший другие площади, имел воз-

возможность наблюдать взаимоотношения интрузивных пород с мезозойскими отложениями, хотя бедность палеонтологических материалов пока и здесь не во всех случаях позволяет сделать достаточно обоснованные выводы о возрасте интрузий.

Следовательно, противоречия в рассмотренных схемах мезозойского магматизма вполне естественны, но, по-видимому, имеются и другие причины различия существующих взглядов. В какой-то степени они могут зависеть от неоднородности состава и некоторой неодновременности формирования отдельных мезозойских интрузивных комплексов в различных частях подвижной зоны.

В приводимой ниже краткой характеристике мезозойских интрузивных комплексов делается попытка сравнения взглядов разных исследователей, причем из-за ряда неустраиваемых пока неясностей в выводах возможны погрешности и даже ошибки.

Сопоставление материалов по мезозойскому магматизму Бурятии приводит к заключению, что самым древним интрузивным комплексом является ичетуйский. К этому комплексу, видимо, принадлежат и образования, выделенные Н. П. Михно в гегетуйский интрузивный комплекс. Сюда же мы условно относим гранитоиды и связанные с ними породы, именуемые Е. Н. Смолянским булуктайскими и хуртугинскими. Следующим по возрасту является малокуналейский интрузивный комплекс. Затем следуют дабхорский (по Н. П. Михно) и гуджирский комплексы и, наконец, самый молодой — хурае-байбинский интрузивный комплекс.

Ичетуйский интрузивный комплекс. Породы этого комплекса представлены преимущественно гранитоидами. Другие породы, являющиеся главным образом фациями, связанными с гранитоидами постепенными переходами, распространены, в общем, незначительно. Формирование этого комплекса произошло в две стадии. К первой принадлежат диориты, кварцевые диориты и некоторые другие породы, ко второй относятся биотитовые, биотитово-роговообманковые и лейкократовые граниты. В нижнем течении Джиды, в бассейнах рек Уды, Чиқоя и Хилка к этому же комплексу Н. П. Михно отнес многочисленные разные по величине плутоны (см. геологическую карту). Самые крупные из них измеряются в плане сотнями квадратных километров.

Среди пород первой стадии интрузии доминируют кварцевые диориты, количественно им заметно уступают диориты. Те и другие — это довольно однотонные зеленовато-серые мелко- и среднезернистые породы. Только местами в них можно видеть небольшие шлировые обособления, с одной стороны (обычно в диоритах), габбро-диоритового состава, а с другой (чаще в кварцевых диоритах) — приближающиеся к гранодиоритам.

Для диоритов и кварцевых диоритов типичны диоритовая и гипидиоморфнозернистая микроструктуры. Главными минералами являются андезин (55—85%), роговая обманка (15—45%) и кварц. Последний в диоритах присутствует не везде; в кварцевых диоритах местами составляет 12—14%. В незначительных количествах в кварцевых диоритах встречается микроклин, образующий более заметные скопления в гранодиоритовых шлировых обособлениях. В диоритах попадаются пироксен и биотит, однако они чаще наблюдаются в габбро-диоритовых шлировых выделениях. Из аксессуарных минералов в диоритах и кварцевых диоритах отмечены магнетит, апатит, сфен и циркон. Эпи-магматическими являются хлорит, серицит, эпидот и карбонаты.

Биотитовые граниты — главные представители второй стадии интрузии. Они почти нацело слагают ряд наиболее крупных плутонов описываемого комплекса. Лейкократовые граниты встречаются только местами среди биотитовых гранитов, обычно во внутренних частях ин-

грузивных тел. Биотитово-роговообманковые разновидности гранитов залегают преимущественно по периферии отдельных интрузивов биотитовых гранитов и особенно в контактах с гранитоидами первой стадии интрузии, где известны переходы к гранодиоритам.

Гранитоиды второй стадии интрузии — это розовато-серые, серые, светло-серые с мелко- и среднезернистой структурой породы. Микроструктура их гипидиоморфнозернистая. Главными минералами биотитовых гранитов являются: калиевые полевые шпаты — микроклин и микролин-пертит (60—70%), плагиоклаз — альбит и альбит-олигоклаз (до 18%), кварц (20—25%) и биотит (2—2,5%). Граниты с амфиболом характеризуются более высоким содержанием плагиоклаза — олигоклаза, а лейкократовые граниты в отличие от биотитовых содержат больше калиевых полевых шпатов (свыше 75%) и меньше плагиоклаза. Кроме того, в лейкократовых гранитах почти отсутствуют фемические минералы. Из аксессуарных в гранитоидах второй стадии интрузии присутствуют магнетит, апатит, сфен, циркон, циртолит и ортит, из вторичных — серицит, соссуриц, хлорит и эпидот.

Как отмечает Н. П. Михно, граниты ичетуйского интрузивного комплекса сопровождаются обильными пегматитовыми образованиями, слагающими жилы и неправильные шширообразные выделения.

О химизме ичетуйского интрузивного комплекса в какой-то мере можно судить по обр. 510-1 (табл. 23).

Таблица 23

Химический состав мезозойских гранитов
(содержание в %)

Компоненты	Гранит биотитовый (ичетуйский), образец 510-1, Ичетуйские горы*	Гранит биотитовый (гегетуйский), образец 4669, р. Борота**	Гранит розовый лейкократовый (булуктайский), образец 83-3-5, р. Хуртуга***	Гранит гранатово- биотитово-мусковито- вый (хуртугинский), образец 94-7-1, р. Хуртуга***
SiO ₂	73,10	73,12	71,86	4,30
TiO ₂	0,16	0,15	0,21	70,03
Al ₂ O ₃	14,25	15,40	15,75	15,02
Fe ₂ O ₃	1,08	1,81	0,38	0,56
FeO	0,98	0,14	1,08	0,72
MnO	Следы	0,018	0,02	0,03
MgO	0,42	0,04	0,72	0,41
CaO	1,12	0,38	1,12	0,67
BaO	—	—	0,01	0,08
Na ₂ O	2,34	2,76	3,18	3,41
K ₂ O	6,05	6,46	5,58	5,21
P ₂ O ₅	0,034	—	0,42	0,34
SO ₃	0,068	—	0,06	0,01
H ₂ O	—	—	0,22	—
П.п.п.	—	0,62	0,34	0,21
С у м м а	99,602	100,87	100,95	101,00

* По материалам Н. П. Михно.

** По материалам Д. Д. Сагалуева.

*** По материалам Е. Н. Смолянского.

Аналитик Р. В. Сагалуева.

Данные химического анализа этого образца показывают, что биотитовые граниты характеризуются высоким содержанием кремнекислоты, высокой щелочностью при значительном преобладании K₂O

над Na_2O и небольшим количеством окисей Ca и Mg. Спектральным анализом в ичетуйских гранитоидах почти всегда выявляются в тысячных долях процента Cu, Ba, Pb; во многих пробах, кроме того, — Sr, Be, Cr, а в единичных пробах — Ni, Co и Zn.

Ичетуйский интрузивный комплекс Н. П. Михно считает самым древним в мезозое — условно триасовым. В нижнем течении р. Джиды, в Боргойском хребте и в Тамирской гриве гранитоидами ичетуйского комплекса прорываются эффузивы тамирской свиты, которые считаются многими геологами верхнепалеозойскими, а некоторыми — нижнетриа-

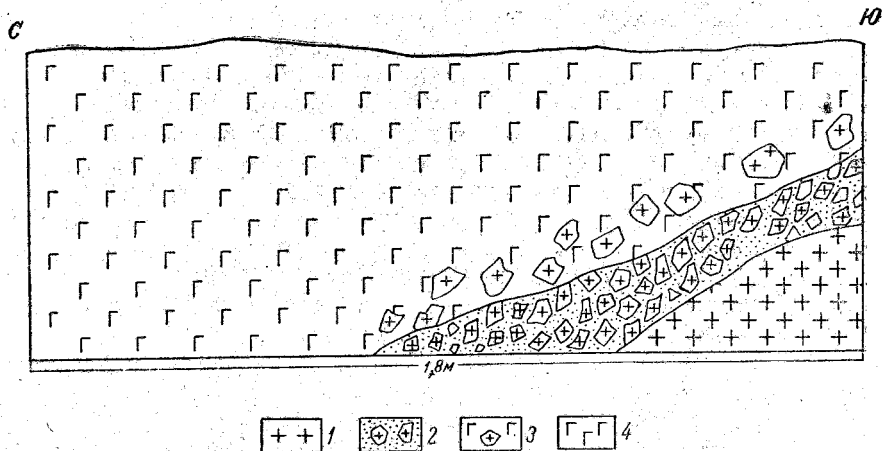


Рис. 69. Налегание эффузивов петропавловской свиты на граниты ичетуйского комплекса в нижнем течении р. Джиды

1 — граниты в коренном залегании; 2 — щебень и дресва гранитов; 3 — эффузивы с ксенолитами гранитов; 4 — эффузивы

совыми. С другой стороны, эти гранитоиды перекрываются эффузивами петропавловской свиты (рис. 69), которые относятся к нижней юре.

Ичетуйский (нижнеюрский) интрузивный комплекс. Породы комплекса представлены главным образом гранитоидами, встреченными в ряде пунктов на юге Бурятии, где они слагают массивы размером до 300—400 км².

Формирование этих пород, по данным Н. П. Михно, произошло в две стадии: 1) биотитовые и биотитово-амфиболовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, 2) сиениты и граносиениты.

Биотитовые и биотитово-амфиболовые граниты наиболее распространены из интрузий первой стадии. Обычно это средне- и крупнозернистые породы буровато-красного цвета. Микроструктура гипидиоморфнозернистая. Состоят они из калиевых полевых шпатов (до 45%), плагиоклаза (до 25%), кварца (25%), биотита (3%) и роговой обманки (до 2%). Вторичные минералы — серицит и хлорит; акцессорные — рудный, циркон, апатит, сфен и флюорит.

Гранодиориты и кварцевые диориты, связанные с гранитами постепенными переходами, наблюдались только местами по периферии некоторых интрузивов (хребты Хамбинский и Цаган-Дабан). Структура этих пород изменяется от крупно- до мелкозернистой. В их составе существенную роль играет плагиоклаз (в кварцевых диоритах до 70%), а значение калиевых полевых шпатов соответственно уменьшается. Сильно понижается также содержание кварца, но заметно повышается роль роговой обманки (до 15%).

Сиениты и граносиениты, представляющие вторую стадию интрузии, — чаще розовато-красные средне- и крупнозернистые слабопорфировидные породы. Структура под микроскопом — слабо выраженная порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены микроклином и альбит-олигоклазом, а основная масса состоит из калиевых полевых шпатов, кварца, роговой обманки (до 5%) и биотита (до 1%). Из аксессуарных минералов отмечены апатит, циркон, ильменит, сфен, лейкоксен и монацит.

По петрографическим и другим признакам геgetуйский интрузивный комплекс сходен с ичетуйским. В этом отношении особенно наглядны данные химических анализов одноименных наиболее распространенных пород (см. табл. 23, обр. 510-1 и 4669) и результаты спектральных исследований. Согласно последним, в геgetуйских гранитах присутствуют те же рассеянные элементы, что и в ичетуйских гранитоидах.

Из контактовых образований, связанных с геgetуйскими гранитоидами, отмечаются магнетитовые скарны с повышенным содержанием висмута, сформированные за счет кислых эффузивов тамирской свиты (хребет Цаган-Дабан).

Определяя возраст геgetуйского интрузивного комплекса, Н. П. Михно отмечает, что граниты, входящие в этот комплекс, имеют активные контакты с петропавловской свитой (нижняя юра). Е. Н. Смолянский допускает, что Н. П. Михно включает в геgetуйский интрузивный комплекс разновозрастные гранитоиды и в том числе ичетуйские. Вероятно, этим во многих случаях объясняется отмечавшаяся выше идентичность различных признаков у пород, отнесенных им к геgetуйскому и ичетуйскому комплексам.

Некоторым сходством с ичетуйскими и геgetуйскими гранитоидами обладают булуктайские и хуртугинские гранитоиды, изучавшиеся Е. Н. Смолянским в бассейне р. Джиды.

Наблюдения над контактами показали, что булуктайские гранитоиды древнее хуртугинских. В бассейне Джиды булуктайские гранитоиды слагают разные по величине интрузивы, наиболее крупные в плане превышают 50 км². Среди них преобладают лейкократовые граниты. Менее распространены граносиениты и сиениты, встречающиеся по периферии некоторых интрузивных тел. Булуктайские гранитоиды обычно имеют розовую окраску. Текстура их, за редким исключением, массивная, структура обычно среднезернистая. В эндоконтактах местами встречаются мелкозернистые и порфировидные разновидности, а во внутренних частях отдельных плутонов — крупнозернистые и пегматоидные граниты. Микроструктура чаще всего гипидиоморфнозернистая, реже порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой. На фоне этих структур часто выделяются мелкие микропегматитовые участки.

Булуктайские граниты состоят в основном из калиевых полевых шпатов (микроклин-пертит) и кварца. В небольших количествах присутствуют олигоклаз и альбит-олигоклаз и почти повсеместно немного биотита (до 1—3%). Из вторичных минералов отмечены редкие мелкие чешуйки серицита, пелит, мусковит и хлорит. Аксессуарные граниты, граносиенитов и сиенитов представлены магнетитом, апатитом, цирконом и сфеном, изредка встречается циртолит.

Из табл. 23 видно, что булуктайские граниты (обр. 88-8-5) по химическому составу довольно близки к ичетуйским. К жильным производным, связанным с булуктайскими гранитами, принадлежат лейкократовые розовые мелкозернистые граниты и гранит-порфиры, пегматиты и аплиты.

Контактные изменения, обусловленные интрузией самых ранних в бассейне Джиды мезозойских гранитов, выразились главным образом в ороговиковании вмещающих пород. В карбонатных породах местами развивались процессы скарнообразования различной интенсивности.

В бассейне Джиды возраст булуктайских гранитоидов определяется в широком диапазоне. С одной стороны, ими здесь прорваны нижнепалеозойские отложения (среди них палеонтологически охарактеризованный нижний кембрий) и все известные палеозойские интрузивные образования, а с другой — сами они прорваны хуртугинскими и более молодыми гранитами и другими интрузивными породами, перекрыты петропавловской свитой (нижняя юра) и находятся в гальке базальных конгломератов отложений гусиноозерской серии (верхняя юра — нижний мел). По имеющимся сведениям, граниты, очень похожие на булуктайские, распространены на крайнем юго-востоке Бурятии. Здесь они имеют активные контакты с тамирской свитой (верхний палеозой или нижний мезозой) и включены в ичетуйский интрузивный комплекс.

Хуртугинские граниты, среди которых выделяются лейкократовые, биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, гранатовые, гранатово-биотитовые, гранатово-мусковитовые и гранатово-мусковитово-биотитовые разновидности, распространены сравнительно ограниченно. Кроме долины Хуртуги, граниты известны еще в нескольких пунктах, в том числе на Байбинском участке (правобережье Джиды). Они слагают мелкие штокообразные тела, размеры которых редко превышают 2—3 км².

Цвет хуртугинских гранитов обычно светлый, почти белый, желтоватый, розоватый, светло-серый. Текстура массивная, но в некоторых телах характеризуется параллельно ориентированным расположением биотита и мусковита (первичная сланцеватость). Структура гранитов в большинстве случаев среднезернистая, редко мелкозернистая. Микроструктура гипидиоморфнозернистая. Главные породообразующие минералы — калиевые полевые шпаты и кварц. Содержание биотита, мусковита и граната, присутствующих в породах в различных сочетаниях, как правило, невелико, но иногда достигает 7—10%. Гранат обычно образует мелкие зерна (до 1—3 мм в поперечнике), нередко гранаты, имеющие 0,5 и даже 1 см в поперечнике. Гранат буроватый, принадлежит к ряду грюссюляра. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, апатит и сфен. Из вторичных изменений отметим слабую местную хлоритизацию биотита и пелитизацию калиевых полевых шпатов. По-видимому, к постмагматическим минералам следует относить также мусковит, образовавшийся в основном за счет биотита. Химический состав наиболее характерной разновидности гранитов с гранатом показан в табл. 23 (обр. 94-7-1).

К жильным производным интрузии, давшей хуртугинские граниты, относятся микрограниты и гранит-порфиры (лейкократовые, биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, с гранатом), аплиты и пегматиты. Контактный метаморфизм вмещающих пород выразился в их окварцевании, ороговиковании, андалузитизации, гранатизации и других изменениях.

Хуртугинскими гранитами рассечены булуктайские граниты и многие более древние образования, включая нижнепалеозойские отложения. Сами же хуртугинские граниты прорваны гранитами и гранит-порфирами гуджирского интрузивного комплекса. Кроме того, хуртугинские граниты и связанные с ними пегматиты в некоторых местах подверглись амазонитизации, а как отмечалось выше, по материалам Е. Н. Смолянского, образование амазонитовых пород (гранитов и пегматитов) пред-

шествовало формированию гуджирского интрузивного комплекса. Так определяется возрастное положение хуртугинских гранитов.

Упомянутые амазонитовые породы — граниты и пегматиты — распространены незначительно. В бассейне Джиды они обнаружены только в трех-четыре пункта (в верховье Биту-Джиды, по долине Хуртуги и др.). Аналогами этих пород могут быть амазонитовые граниты, выявленные недавно в Восточном Саяне и известные ранее в пределах Витимского плоскогорья и в других районах. Обычно амазонитовые граниты слагают очень мелкие тела, но единичные штоки их достигают в плане 2—3 км².

Описываемые граниты — в общем светлоокрашенные породы часто с красивым голубоватым или зеленоватым оттенком, обусловленным присутствием амазонита. Текстура массивная, структура среднезернистая, реже крупно- и мелкозернистая, порфировидная и пегматоидная. Состоят они из амазонита и кварца, в небольших количествах часто присутствуют слюды — биотит и мусковит. Из акцессорных минералов встречаются магнетит, гематит, апатит, циркон, цитролит, турмалин, гранат, сфен и касситерит. Из постмагматических изменений амазонитовых гранитов в некоторых интрузивах особенно интересна альбитизация. Местами альбит наряду с амазонитом и кварцем приобретает значение главной составной части пород, при этом возникают своеобразные пойкилитовые структуры. Лейсты альбита обильны в амазоните и кварце; внутри этих минералов они часто концентрируются зонально. В шлифах видны скопления альбита в виде концентрических поясов, число которых в одном кристалле доходит до трех.

С амазонитовыми гранитами связаны различные жильные образования — жильные среднезернистые амазонитовые граниты, амазонитовые микрограниты и гранит-порфиры, амазонитовые пегматиты, кварцево-амазонитовые, кварцевые и амазонитовые жилы. Контактные изменения, обусловленные формированием амазонитовых гранитов, местами привели к появлению амазонита и альбита в более древних гранитоидах и других породах.

Амазонитовые граниты частично, а может быть и главным образом, образовались в процессе переработки других гранитов (Биту-Джиды и др.), особенно хуртугинских. О возрасте амазонитовых гранитов можно судить по взаимоотношениям их, с одной стороны, с хуртугинскими гранитами, а с другой — с гуджирским интрузивным комплексом. На отдельных участках (р. Биту-Джиды) лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами этого комплекса секутся амазонитовые граниты.

Малокуналейский интрузивный комплекс. Породы комплекса представлены преимущественно щелочными гранитоидами, из которых наиболее типичны граниты, граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты, часто содержащие рибекит, эгирин и арфведсонит. В зависимости от наличия в породах этих минералов выделяются эгирин-арфведсонитовые, эгирин-рибекитовые и другие их разновидности. В некоторых пунктах отмечались щелочные породы с эгирин-авгитом. Широко распространены биотитовые и роговообманковые разновидности щелочных сиенитов и граносиенитов (рис. 70), в них наблюдаются переходы к субщелочным породам. Сравнительно редко встречаются нефелиновые сиениты. Очень разнообразны жильные производные, существенная доля которых также приходится на щелочные породы.

Д. Д. Сагалуев и другие исследователи высказали предположение о сложном многостадийном формировании малокуналейского интрузивного комплекса, однако фактический материал пока не позволяет сделать в этом отношении определенные выводы.

В основном интрузивные тела щелочных гранитоидов небольших размеров, иногда встречаются сравнительно крупные интрузивы, достигающие в плане 200—300 км². Форма интрузивных тел чаще штокообразная, частично, по-видимому, лакколитообразная.

Щелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты встречаются во многих интрузивных телах совместно и связаны посте-



Рис. 70. Выход мезозойских сиенитов в верховье р. Цеже (Джидинский хребет).

Фото Е. Н. Смолянского

пенными переходами. При этом щелочные граниты слагают, как правило, внутренние части интрузивов, а породы с пониженным содержанием кварца и бескварцевые тяготеют главным образом к их периферии. Многие интрузивные тела сложены только щелочными гранитами, другие — только сиенитами или щелочными сиенитами и граносиенитами.

Щелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты — большей частью лейкократовые породы с красной, розовой, сероватозеленой и розовато-серой окраской, всегда с типичным сиреневым оттенком. Самая распространенная структура — средне- и крупнозернистая,

мелкозернистая встречается относительно редко. Довольно обычны переходы от равнозернистых структур к слабо выраженным порфировидным. Из микроструктур чаще всего наблюдается гипидиоморфнозернистая. Текстура щелочных гранитоидов обычно массивная; во многих интрузивных телах выделяются более или менее значительные участки пород с обильными миаролитовыми пустотами. В отдельных интрузивных телах породам присуща плоскостная ориентировка биотита, линейная ориентировка других породообразующих минералов с кристаллами удлиненного габитуса — микроклина, роговой обманки и т. д. Первичная сланцеватость проявляется наиболее отчетливо по периферии интрузивов.

Главными породообразующими минералами щелочных гранитоидов являются калиевые полевые шпаты, в основном микроклин и микроклин-пертит, альбит и кварц. Последний, правда, в щелочных сиенитах часто отсутствует, в гранитах же его содержание доходит до 25%. Образования альбита в микроклине обычно имеют форму тончайших жилок, реже мелких удлиненных кристалликов, иногда каемок вокруг отдельных зерен микроклина. Местами альбит составляет существенную часть пород. Цветные минералы — эгирин, эгирин-авгит, рибекит, арфведсонит, субщелочная роговая обманка, иногда обыкновенная роговая обманка, биотит — присутствуют, как правило, в незначительных количествах. Относительно повышенные содержания цветных минералов, чаще всего биотита, наблюдаются в приконтактовых частях некоторых интрузивных тел. Из аксессуарных минералов в породах комплекса довольно постоянно присутствуют сфен, циркон, апатит, ортит и магнетит; из встречающихся реже И. М. Ширококов отмечал турмалин и гранат, а Е. Н. Смолянский — топаз. По описаниям многих исследователей, для пород малокуналейского интрузивного комплекса весьма характерны мелкие, но часто различимые невооруженным глазом включения флюорита. Постмагматические изменения этих пород, в общем, выражены слабо. Отмечается пелитизация калиевых полевых шпатов, замещение роговой обманки биотитом, а биотита — хлоритом. В редких случаях по биотиту развит мусковит.

В минеральном составе описываемых пород отсутствуют известково-натровые плагиоклазы, что в значительной мере определяет высокую щелочность, частое преобладание Na_2O над K_2O и другие признаки (табл. 24).

К малокуналейскому интрузивному комплексу принадлежат также, по крайней мере частично, упоминавшиеся выше нефелиновые сиениты (нижнее течение р. Джиды, Боргойский хребет, Витимское плоскогорье). Правда, эта точка зрения не является общепризнанной. Некоторые геологи (В. М. Ладаева, Д. Д. Сагалуев, К. П. Калинина, В. С. Малых, А. А. Конев и В. А. Лисий) относят многие или даже почти все нефелиновые сиениты Бурятии к мезозою, другие склонны считать их палеозойскими. Нефелиновые сиениты пространственно часто тяготеют к другим щелочным породам малокуналейского комплекса. При этом в ряде случаев между ними наблюдаются постепенные переходы, а в некоторых местах нефелиновые сиениты залегают среди щелочных сиенитов и граносиенитов в виде обособленных штоков.

Нефелиновые сиениты — обычно светло-серые с зеленоватым оттенком породы. Структура их средне- и крупнозернистая с переходами в порфировидную. Из микроструктур самая распространенная — гипидиоморфнозернистая. Главные породообразующие минералы: калиевые полевые шпаты, нефелин, альбит и цветные минералы, преимущественно биотит, эгирин, эгирин-авгит; вторичные: кальцит, содалит, анальцит, канкринит, либнерит, лепидомелан; аксессуарные: сфен, циркон, апа-

Таблица 2

Химический состав гранитов малокуналейского интрузивного комплекса
(содержание в %)

Компоненты	Рибекитовый гранит, образец 12, р. Арын-Горхон*	Эгириновый гранит, образец 14, р. Кудун*	Щелочной граносиенит, образец 33, р. Буй**	Щелочной граносиенит, образец 35, хр. Цаган-Дабан**
SiO ₂	73,44	69,08	66,87	66,98
TiO ₂	0,28	0,52	0,70	0,24
Al ₂ O ₃	10,90	15,65	15,01	18,90
Fe ₂ O ₃	4,06	2,19	2,05	2,12
FeO	1,30	0,86	1,30	0,89
MnO	0,08	0,06	0,96	0,14
MgO	0,43	0,62	2,20	0,29
CaO	0,42	0,36	0,99	0,86
Na ₂ O	5,47	5,62	5,19	7,38
K ₂ O	3,56	4,99	4,38	1,65
P ₂ O ₅	—	0,10	—	—
—H ₂ O	0,04	0,04	—	—
+H ₂ O	0,24	0,36	—	—
С у м м а	100,22	100,45	100,65	99,45

* По материалам Ю. В. Комарова.

** По материалам П. И. Налетова.

тит, гранат, флюорит и рудный. Содержание нефелина варьирует в широких пределах — от редких зерен до 35—40%. Наиболее богатые нефелином породы приближаются к ийолитам.

К жильным производным, входящим в малокуналейский интрузивный комплекс, относятся щелочные микросиениты и сиенит-порфиры, сельвсбергиты, щелочные микрограносиениты, щелочные микрограниты, грорудиты. Все они часто содержат эгирин, рибекит, арфведсонит. Некоторые исследователи упоминают еще лампрофиры, пегматиты и аплиты. С нефелиновыми сиенитами связаны нефелинсодержащие жильные породы.

Контактные изменения выразились преимущественно в ороговиковании вмещающих пород. Кроме того, в карбонатных породах протерозойского и нижнепалеозойского возраста местами образовались скарны.

И. М. Ширококов и другие геологи на основании косвенных признаков относили малокуналейский интрузивный комплекс к нижнему мезозою. Впоследствии, по данным В. А. Новикова, это было подтверждено определением абсолютного возраста. Для щелочных сиенитов из хребта Цаган-Дабан он оказался равным 170—175 млн. лет.

Ю. В. Комаров также отнес малокуналейский комплекс к нижнему мезозою. Он обнаружил в бассейне р. Уды активные контакты щелочных гранитоидов с цаганхунтейской свитой (триас). Верхняя возрастная граница комплекса определяется им присутствием щелочных гранитоидов в гальке конгломератов удинской свиты (нижняя или верхняя юра).

Н. П. Михно на основании наблюдений Ю. В. Комарова и других геологов считает, что возраст малокуналейского интрузивного комплекса нижеюрский.

В бассейне р. Джиды щелочными гранитоидами малокуналейского интрузивного комплекса рвутся булуктайские и хуртугинские граниты.

Взаимоотношения первых с амазонитовыми гранитами остаются пока неясными. Описаний непосредственных контактов щелочных гранитоидов с породами гуджирского интрузивного комплекса нет, хотя в бассейне р. Джиды в нескольких пунктах последними как будто прорваны щелочные гранитоиды.

Дабхорский интрузивный комплекс. Породы комплекса представлены главным образом гранитоидами, слагающими в южной половине Бурятской АССР множество небольших интрузивов, из которых самые крупные несколько превышают 150 км².

Формирование дабхорского интрузивного комплекса проходило в три стадии: 1) амфиболовые граниты, амфиболовые и биотитовые граносиениты и сиениты, сиенит-диориты, диориты, габбро и др.; 2) биотитовые и лейкократовые граниты; 3) жильные породы, образующие дайки.

Самыми распространенными из интрузий первой стадии являются амфиболовые граниты, амфиболовые и биотитовые граносиениты и сиениты. Встречаясь в одних и тех же интрузивных телах, они связаны постепенными взаимными переходами. Сиенит-диориты, диориты и габбро принадлежат к гибридным образованиям. Они залегают в краевых частях отдельных интрузивов в зонах контактов гранитоидов дабхорского комплекса с вмещающими их основными эффузивами петропавловской свиты. На контактах дабхорских сиенитов с вмещающими кислыми эффузивами тамирской свиты отмечаются гибридные разновидности гранитов.

Амфиболовые граниты, амфиболовые и биотитовые граносиениты и сиениты — чаще всего буровато-розовые массивные породы. Структура их обычно среднезернистая, местами крупнозернистая, а у сиенитов, кроме того, преимущественно в эндоконтактных зонах мелкозернистая и аплитовидная. Микроструктура в большинстве случаев гипидиоморфнозернистая, иногда с микропегматитовыми выделениями. В состав описываемых пород входят калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, кварц, роговая обманка и биотит. Различные количественные соотношения между этими минералами или отсутствие некоторых из них определяют состав пород. Так, калиевые полевые шпаты в гранитах содержатся в количестве от 50 до 70%, а в сиенитах — до 90%. Плагиоклаза в гранитах и граносиенитах до 25%. Роговая обманка в гранитах составляет до 4%, а в сиенитах часто отсутствует. Биотит входит в состав некоторых разновидностей граносиенитов и сиенитов (до 4%). Из акцессорных минералов во всех этих породах присутствуют магнетит, апатит, циркон и сфен; из вторичных встречаются серицит, хлорит и лейкоксен.

Данные химических анализов амфиболовых гранитов, граносиенитов и сиенитов показывают, что эти породы занимают промежуточное положение между щелочноземельными и щелочными (табл. 25). Спектральным анализом в них довольно постоянно выявляются V, Си, Рь, Са, Ва, Сг, Ве, Y, Yb.

Упомянутые выше гибридные породы — габбро, диориты, сиенит-диориты и граниты — принадлежат к краевой фации; судя по минеральному и химическому составу, они образовались в процессе ассимиляции вмещающих пород.

Биотитовые и лейкократовые граниты, представляющие вторую стадию интрузии, имеют ограниченное распространение. Они слагают небольшие штоки, залегающие как среди гранитоидов первой стадии интрузии, так и вне связи с последними.

Окраска биотитовых и лейкократовых гранитов буровато- и серовато-розовая. Структура среднезернистая. Микроструктура гипидио-

Таблица 25

Химический состав пород дабхорского интрузивного комплекса
(содержание в %)

Компоненты	Амфиболовый гранит, образец 361, гора Биджигир	Сиенит, образец 296, гора Дабхор
SiO ₂	72,78	66,42
TiO ₂	0,16	0,33
Al ₂ O ₃	14,08	16,80
Fe ₂ O ₃	0,88	1,61
FeO	1,15	1,07
MnO	0,04	0,02
MgO	0,22	0,19
CaO	0,92	0,51
Na ₂ O	4,08	4,64
K ₂ O	4,88	7,25
P ₂ O ₅	0,14	0,14
SO ₃	0,73	—
С у м м а	100,08	98,98

По материалам Н. П. Михно.
Аналитик Р. В. Сагалуева.

морфнозернистая, местами с микропегматитовыми участками. В состав биотитовых гранитов входят калиевые полевые шпаты (до 75%), плагиоклаз (до 10%), кварц (около 25%) и биотит (до 2%). В лейкократовых гранитах последнего мало или он отсутствует, иногда место биотита занимает мусковит (до 1%). Калиевые полевые шпаты часто интенсивно альбитизированы. Вторичные и акцессорные минералы в гранитах второй и первой стадий интрузии одинаковы.

К третьей стадии интрузии относятся жильные производные, среди них Н. П. Михно указывает на микросиениты, микроплагиограниты, аплитовидные граниты и габбро-диабазы. Вполне возможно, что сюда же следует отнести сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, бостониты и бостонит-порфиры, залегающие обычно в виде даек, а в отдельных случаях образующие мелкие штоки. Все эти породы многими геологами раньше включались в гуджирский интрузивный комплекс, но, как затем выяснилось, их появление относится к более раннему этапу. По данным Е. Н. Смолянского, в ряде мест бассейна Джиды бостониты рассечены дайками лейкократовых гранит-порфиров гуджирского интрузивного комплекса. Подобные взаимоотношения этих образований известны также на Джидинском месторождении (Игнатович, 1959 и др.).

Контактные изменения, связанные с образованием пород дабхорского интрузивного комплекса, изучены очень слабо. Возможно, что к ним относятся, в частности, некоторые скарны, несущие полиметаллическую минерализацию.

Возраст дабхорского интрузивного комплекса Н. П. Михно считает верхнеюрским, так как в ряде мест (гора Дабхор, падь Нарын и др.) дабхорскими гранитоидами рвутся верхнеюрские вулканогенные и осадочные породы хилокской свиты, а с другой стороны, на эти гранитоиды налегают базальные конгломераты нижнего мела (Гусиное озеро, Боргойская степь).

Гуджирский интрузивный комплекс. Под этим названием многие подразумевают почти все мезозойские гранитоиды, распространенные в Бурятии. Однако в настоящее время, когда стала известна многоста-

дйность формирования этих пород, кажется целесообразным уточнить понятие о гуджирском интрузивном комплексе. В этот комплекс следует включать только те гранитоиды и близкие к ним по времени образования породы, с которыми в бассейне р. Джиды и, возможно, в других районах Бурятской АССР генетически и парагенетически связано молибденовое и вольфрамовое оруденение.

В последовательности формирования гуджирского интрузивного комплекса намечаются в основном две стадии: 1) лейкократовые граниты, гранит-порфиры, граносиениты и сиениты; 2) гранит-порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры.

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры первой стадии интрузии — наиболее распространенные образования комплекса. Они слагают множество мелких штокообразных тел. Размеры их в плане сравнительно редко превышают 1—2 км². Лейкократовые граниты и гранит-порфиры, часто встречаясь в одних интрузивных телах, связаны постепенными взаимными переходами, при этом гранит-порфиры обычно тяготеют к краевым частям штоков. Граносиениты и сиениты, наблюдавшиеся только в некоторых телах, также располагаются преимущественно на их периферии.

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры обладают, как правило, светлой окраской — белой, желтоватой, розовой, светло-серой, зеленоватой и т. д. Текстура их обычно массивная, местами в них много мелких миаролитовых пустот. Для лейкократовых гранитов наиболее типична среднезернистая структура. Мелкозернистые, аплитовидные и фельзитовые разновидности этих пород встречаются реже и только в зонах эндоконтактов. В гранит-порфирах мелкозернистую аплитовидную и фельзитовую структуру имеет основная масса породы, в которую погружено то или иное количество вкрапленников.

Главными породообразующими минералами лейкократовых гранитов и гранит-порфиров являются калиевые полевые шпаты — микроклин и микроклин-микрпертит (до 60%), кварц (до 35%) и плагиоклаз — альбит и альбит-олигоклаз (до 15%). В небольших количествах присутствуют биотит и мусковит. Изредка вблизи контактов с вмещающими породами встречаются единичные зерна роговой обманки. В отдельных выходах обнаружены мелкие кристаллики граната. Довольно часто эти породы содержат мелкую рассеянную вкрапленность флюорита.

В гранит-порфирах объемные соотношения между основной массой породы и вкрапленниками, которые представлены калиевыми полевыми шпатами и кварцем, очень непостоянны. В некоторых разновидностях на долю вкрапленников приходится более половины объема породы. Длина вкрапленников калиевых полевых шпатов обычно 0,3—0,5 см, иногда 2—3 см. Вкрапленники кварца, имеющие почти везде характерную округлую форму, достигают в поперечнике 0,3—0,5 см. Кварц обычно окрашен в различные по густоте серые тона; часто он темно-серый и дымчатый, очень похож на морион.

Для лейкократовых гранитов наиболее типична гипидиоморфнозернистая микроструктура, иногда она сменяется микрогранитовой, микрофельзитовой и микропегматитовой. В гранит-порфирах все эти структуры можно встретить в основной массе породы. Для вкрапленников калиевых полевых шпатов и особенно кварца во многих интрузивных телах типична сильная резорбция (рис. 71).

Из аксессуарных минералов в описываемых гранитах и гранит-порфирах наблюдаются магнетит, апатит, сфен и циркон. Вторичные изменения, более или менее широко захватившие эти породы, выразились в слабой пелитизации калиевых полевых шпатов, незначительной серицитизации плагиоклазов и мусковитизации биотита.

Упомянутые граносиениты и сиениты принадлежат также к лейкократовым породам. В отличие от гранитов и гранит-порфиров они характеризуются более высоким содержанием калиевых полевых шпатов и пониженным содержанием кварца. Последний в сиенитах местами отсутствует.

Химические анализы лейкократовых гранит-порфиров первой стадии интрузии показывают, что для этих пород, так же как и для некоторых более ранних мезозойских гранитов, типично высокое содержание кремнекислоты и щелочей, причем K_2O в них обычно преобладает



Рис. 71. Гранит-порфир с участка Джидот (среднее течение р. Джиды)

1 — кварц; 2 — калиевые полевые шпаты; 3 — плагиоклаз;
4 — основная масса породы (кварц, полевые шпаты, мусковит)

над Na_2O (табл. 26). Спектральным анализом обнаружены рассеянные Mo, W, Be, Sn, Pb, Zn, Li, Sr, V.

Исследованиями И. П. Кушнарера (1947), М. М. Повилайтис (1957), В. И. Игнатовича (1959) и др. было установлено, что первая стадия описываемой интрузии сопровождалась формированием жильных пород — микрогранит-порфиров, аплит-порфиров, пегматитов, микросиенитов и сиенит-порфиров (перечисление дано в возрастной последовательности). После тщательного изучения Джидинского редкометалльного месторождения эти исследователи пришли к заключению, что к этапу, предшествующему внедрению магмы, давшей микросиениты и сиенит-порфиры, относится молибденовая минерализация этого месторождения.

Гранит-порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры принадлежат ко второй стадии интрузии. Они слагают в бассейне Джиды и в других районах Бурятии довольно многочисленные дайки, из которых наиболее крупные протягиваются по простиранию на 3—5 км. Значительно реже эти породы образуют небольшие штоки.

Все перечисленные породы второй стадии интрузии относятся к лейкократовым и в большинстве случаев имеют светло-розовую, желтова-

Таблица 26

Химический состав гранит-порфиров гуджирского интрузивного комплекса
(содержание в %)

Компоненты	Гранит-порфир (1-я стадия), обр. 24-С, Джидинское месторождение*	Гранит-порфир (1-я стадия), обр. Б-3, Хасуртинское рудопроявление**	Гранит-порфир (2-я стадия), обр. 4-С, Джидинское месторождение*
SiO ₂	71,38	74,46	72,00
TiO ₂	0,23	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	15,68	14,84	15,30
Fe ₂ O ₃	1,52	1,26	2,06
FeO	0,54	—	—
MnO	0,01	0,02	0,03
MgO	0,56	0,09	1,36
CaO	0,55	0,20	1,00
Na ₂ O	3,15	3,26	3,09
K ₂ O	4,52	4,63	4,57
P ₂ O ₅	0,20	0,06	0,21
SO ₃	0,01	0,07	0,10
П.п.п.	1,40	0,65	0,68
Сумма	99,75	99,68	100,54

* По материалам В. И. Игнатовича.

** По материалам Е. Н. Смолянского.

Аналитик К. В. Глебова.

тую, почти белую и светло-серую окраску. По минеральному составу они близки к лейкократовым гранитам и гранит-порфирам первой стадии интрузии. Главными породообразующими минералами их являются калиевые полевые шпаты, плагиоклаз (альбит и альбит-олигоклаз) и кварц, а к второстепенным принадлежит изредка присутствующий биотит. В порфировидных разновидностях пород эти минералы образуют вкрапленники и слагают основную массу. Для вкрапленников всех минералов, особенно для кварца, характерны резко выраженные идиоморфные очертания. Сходство описываемых пород с гранитами и гранит-порфирами первой стадии интрузии подтверждается также химическими анализами (см. табл. 26).

На Джидинском месторождении в гранит-порфирах второй стадии Гуджирской интрузии залегают кварцево-гюбнеритовые жилы (Игнатович, 1959). Это позволяет отнести вольфрамовую минерализацию к заключительному этапу второй стадии рассматриваемой интрузии.

Интересны и разнообразны контактовые изменения, связанные с формированием гуджирского интрузивного комплекса. К ним относятся ороговикование вмещающих пород и образование за счет некоторых из них скарнов. Многие породы подверглись мусковитизации и грейзенизации. Отмечаются серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, доломитизация и серпентинизация различных вмещающих пород. Некоторые процессы, например мусковитизация, грейзенизация и частично скарнообразование, захватили не только экзоконтакты, но проявились и в эндоконтактных зонах. Отмеченные контактово-метасоматические изменения наблюдаются преимущественно в связи с гранитами и гранит-порфирами первой стадии интрузии и гораздо реже связаны со второй ее стадией.

Возраст гуджирского интрузивного комплекса точно не установлен. И. М. Широбоков и Ю. В. Комаров (1959, 1960б) условно считают его, как и возраст несколько более древнего малокуналейского комплекса, нижнемезозойским. Л. М. Афанасьев (1954) наблюдал в низовье Джиды гранит-порфиры, которые прорывают порфириты и туфы, по-видимому принадлежащие к петропавловской свите (нижняя юра). Однако повторить эти наблюдения другим геологам пока не удалось. Н. П. Михно относит гуджирский интрузивный комплекс к верхней юре. По данным Е. Н. Смолянского, гранит-порфирами гуджирского интрузивного комплекса прорваны булуктайские, хуртугинские и битуджидинские (амазонитовые) граниты. Верхняя возрастная граница комплекса определяется присутствием гуджирских гранит-порфиров в гальке базальных конгломератов гусиноозерской серии как верхняя юра — нижний мел (Большая Байба, Малая Байба и др.).

Абсолютный возраст гуджирских гранитов, определенный в 1951 г. Н. В. Боровским и Н. Д. Беспаловой свинцовым методом, равен 140 млн. лет.

А. Г. Гарифулин (1960) описал на Витимском плоскогорье лейкократовые граниты, близкие по своей характеристике к гуджирским, абсолютный их возраст определен в 130—140 млн. лет (определения выполнены по аргоновому методу во ВСЕГЕИ).

Более молодыми по отношению к гуджирскому интрузивному комплексу, по Е. Н. Смолянскому, являются торейские гранитоиды — сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и граниты. Эти породы слагают мелкие штокообразные тела, которые иногда (рч. Торей и др.) залегают среди нижнеюрских эффузивов петропавловской свиты. С торейскими гранитоидами связаны жильные породы — пегматиты, сиенит-порфиры и микросиениты.

Гранитоиды, очень похожие на торейские, описал в бассейне Уды Ю. В. Комаров, включивший их в юрский интрузивный комплекс.

Хурае-байбинский интрузивный комплекс. Породы комплекса представлены разнообразными по составу и петрографической характеристике жильными породами, слагающими многочисленные дайки, встречающиеся почти по всей площади мезозойской подвижной зоны. Этот комплекс изучен очень слабо, хотя по сравнению с другими мезозойскими интрузивными образованиями известен давно (Шалаев, 1935; Налетов и др., 1941).

К широко распространенным породам хурае-байбинского комплекса принадлежат микросиениты, сиенит-порфиры, ортофиры, сиенит-диориты и некоторые разновидности лампрофиров — спессартиты, керсантиты, одиниты, минетты и др. Сравнительно реже встречаются микродиориты, диорит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры, гранит-порфиры и микрограниты. Некоторые исследователи в описываемый комплекс включали монцониты, габбро-порфиры, аплиты, плагиоклазовые и диабазовые порфиры, лимбургиты, камптониты, эсекситы, эсекситовые порфиры и диабазы, бостониты, акериты, нордмаркиты, пуласкиты, сельвсбергиты и др.

Микросиениты, сиенит-порфиры и ортофиры залегают не только в виде даек. В ряде мест они образуют также мелкие штокообразные тела. В бассейне р. Джиды и в других районах Бурятии перечисленными породами сиенитовой магмы прорваны разновозрастные мезозойские отложения, в том числе эффузивы петропавловской свиты и осадочные породы гусиноозерской серии.

Дайки сиенит-диоритов, лампрофиров, микродиоритов и многих других упомянутых пород хурае-байбинского интрузивного комплекса местами также залегают среди осадочных пород, относящихся к гуси-

ноозерской серии. Редко в аналогичных условиях залегания встречаются только кислые дифференциаты — фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры и микрограниты.

Известно, что вопрос о существовании в Западном Забайкалье нижнемеловых или посленижнемеловых гранитов длительное время оставался дискуссионным (Тетяев, 1928б, 1930; Волин, 1930, 1932; Белоусов и др., 1932; Обручев, 1938; Иванов, 1949а). Положительные выводы некоторых исследователей по этому вопросу делались в сущности на основании косвенных признаков, таких, как локальный мета-

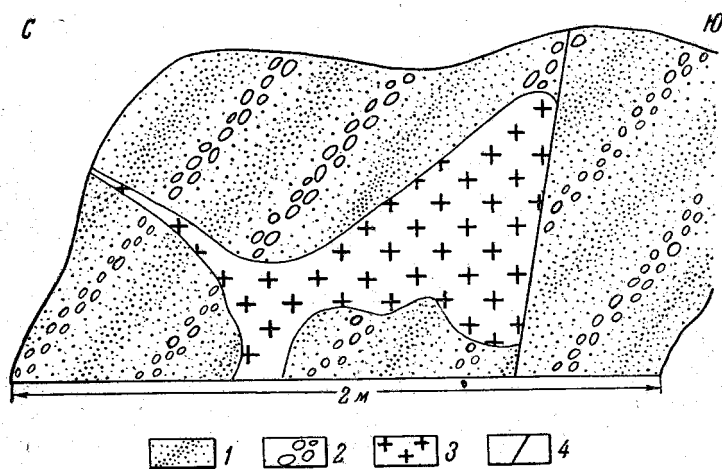


Рис. 72. Инъекция лейкократовых микрогранитов в метаморфизованных нижнемеловых отложениях

1 — гравелиты; 2 — конгломераты; 3 — микрограниты; 4 — сброс

морфизм нижнемеловых отложений, наличие среди них гидротермальных образований и др.

Новые материалы о самых молодых гранитоидах Забайкалья были собраны Н. А. Флоренсовым (1960а) и Н. П. Михно (1960б). По их сообщениям, на некоторых участках юга Бурятии (гора Комушка в окрестностях Улан-Удэ, восточный берег Гусиного озера и др.) встречаются мелкие дайки и неправильной формы инъекции лейкократовых гранитов и других жильных пород, которыми прорваны нижнемеловые песчаники (рис. 72).

Лейкократовые граниты, по описаниям Н. П. Михно, — желтоватые, розовые, серовато-розовые породы. Структура их обычно мелкозернистая, а вблизи контактов с вмещающими породами, где граниты местами переходят в гранит-порфиры, порфировидная. Самая типичная микроструктура — гранитная, местами она переходит в аллотриоморфнозернистую и микропегматитовую. В состав лейкократовых гранитов входят калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, анортоклаз (до 15%), кварц, биотит (до 1%). Из аксессуарных минералов обнаружены рудный, циркон, сфен и апатит; из вторичных — серицит, хлорит и эпидот. Химический состав лейкократовых гранитов приводится в табл. 27 (обр. 718). Спектральным анализом в них выявлены рассеянные Mo, Pb, Zn, Cu. Предполагается, что с молодыми гранитами в Забайкалье генетически связаны кварцевые и кварцево-флюоритовые жилы, жилы халцедоновидного кварца с золотом, на некоторых участках залегающие, так же как и лейкократовые граниты, среди меловых отложений.

Таблица 27

Химический состав гранитов хурае-байбинского интрузивного комплекса
(содержание в %).

Компоненты	Гранит мелкозернистый, образец 718, гора Комушка*	Гранит аплитовидный, образец 205-3-16, р. Джиды**
SiO ₂	74,64	71,13
TiO ₂	0,15	0,22
Al ₂ O ₃	13,74	15,40
Fe ₂ O ₃	0,65	0,38
FeO	0,72	1,56
MnO	Следы	0,04
MgO	0,09	0,56
CaO	—	1,11
Na ₂ O	2,10	3,45
K ₂ O	6,09	5,30
P ₂ O ₅	0,034	0,14
П.п.п.	—	0,43
Сумма	98,214	100,42

* По материалам Н. П. Михно. Аналитик Р. В. Сагалуева.

** По материалам Е. Н. Смолянского.

Аналитик Г. С. Мельникова.

Дайки лейкократовых мелкозернистых и аплитовидных гранитов, близких по своей характеристике к гранитам, найденным Н. П. Михно, Е. Н. Смолянский наблюдал в бассейне р. Джиды (см. табл. 27, обр. 205-3-16); здесь этими гранитами рассечены гранит-порфиры гуджирского интрузивного комплекса (рис. 73).

Описываемые граниты Н. П. Михно выделил под названием удинского интрузивного комплекса, высказав мнение о вероятном их образовании несколько раньше других пород хурае-байбинского интрузивного комплекса. Возрастные взаимоотношения между различными породами рассматриваемого комплекса почти не изучались, поэтому судить о последовательности их формирования пока преждевременно.

Разнообразие сложного хурае-байбинского интрузивного комплекса не ограничивается приведенными сведениями. Наряду с отмеченными породами в него входят, вероятно, и некоторые другие. Так, в бассейне р. Уды к этому комплексу, по-видимому, принадлежат выделенные Ю. В. Комаровым (1959) условно верхнемеловые интрузии трахидолеритов и послеюрские гранит-порфиры, фельзит-порфиры и сиенит-порфиры. И те и другие рвут там удинскую свиту (средняя юра). Вероятными представителями того же комплекса являются, по Ю. В. Комарову, юрские мелкозернистые диориты, монциты, вогезиты и другие интрузивные породы, о которых известно только, что ими прорваны отложения цаганхунтейской свиты (триас). И. В. Белов (1958б) предполагает, что уже после отложения гусинозерской серии формировались в некоторых местах нефелиновые сиениты, ковиты, ийолиты. На юге Бурятии И. В. Белов (1955, 1956б, 1958б) отнес к верхнему мезозою кринаниты и шошониты.

Как отмечалось, на юге Бурятии широко распространены разнообразные по составу мезозойские эффузивы. Роль их в разных частях разреза мезозоя значительна. Так, боргойская свита мощностью 1,5—

3 тыс. м сложена кислыми и основными эффузивами. Тамирская свита, возраст которой считается нижнетриасовым, а мощность определяется в 4,5—6 тыс. м, состоит преимущественно из кислых эффузивов. В петропавловской свите, относимой к триасу и достигающей 1500—3000 м мощности, большая часть разреза приходится на основные и средние эффузивы. В цаганхунтейской свите (триас—юра), достигающей мощности 2000 м, широко развиты кислые и щелочные эффузивы. В березовской и тугнуйской свитах (средняя юра) присутствуют основные и

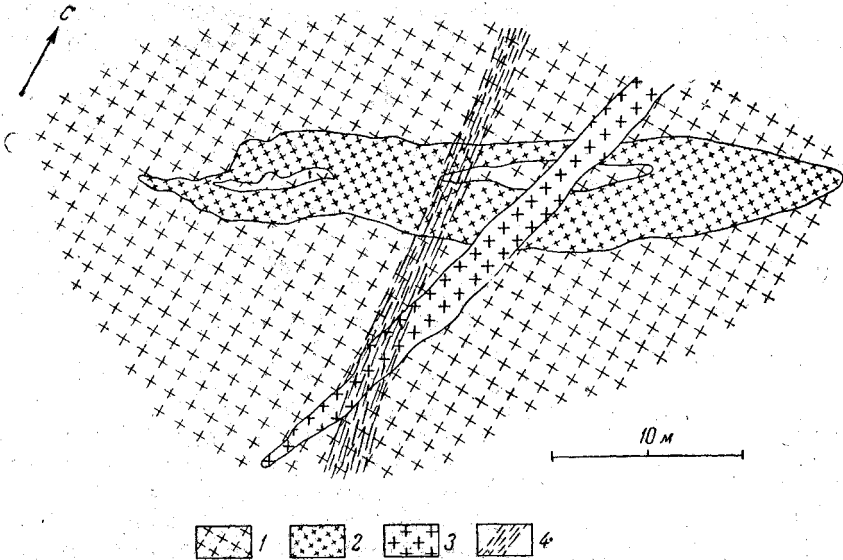


Рис. 73. Взаимоотношения между различными мезозойскими гранитоидами в бассейне р. Джиды (обнажение в верховье долины Булуктая)
1 — раннемезозойские (булуктайские) граниты; 2 — гранит-порфиры (гуджирский интрузивный комплекс); 3 — лейкократовые микрограниты; 4 — зоны дробления

средние эффузивы. В хилокской свите (верхняя юра) существенную роль играют основные, средние и субщелочные эффузивы.

Судя по ряду признаков, перечисленные эффузивы и рассмотренные выше мезозойские интрузивные образования связаны между собой генетическим родством. Свидетельством этого являются не только территориальная общность (и те и другие распространены главным образом в пределах упоминавшейся мезозойской подвижной зоны) и близость по времени образования, но и определенное сходство состава некоторых геохимических особенностей. Однако при существующей геологической изученности Бурятии даже примерное сопоставление мезозойских эффузивов с отдельными интрузивными комплексами представляется очень сложной задачей. Поэтому в настоящее время возможно высказать только предположение о генетическом родстве пород ичетуйского и гегетуйского интрузивных комплексов с эффузивами боргойской, тамирской и петропавловской свит; пород малокуналейского, дабхорского и гуджирского интрузивных комплексов — с эффузивами цаган-хунтейской свиты и некоторых образований хураебайбинского интрузивного комплекса — с эффузивами хилокской свиты.

С мезозойскими интрузиями генетически и парагенетически связаны различные полезные ископаемые, в том числе молибден, вольфрам, олово, свинец, цинк, медь, золото, серебро, ртуть, флюорит, нефелин и др. (Бесова, 1939; Налетов и др., 1941; Афанасьев, 1946; Хренов, 1957; Смолянский, 1958; Одинцов и др., 1958; Комаров, 1959).

Некоторые из этих полезных ископаемых образуют крупные месторождения, большинство же известно только в многочисленных рудопрооявлениях.

Несмотря на то что в металлогении различных мезозойских интрузивных комплексов намечается известная общность, для каждого интрузивного комплекса характерны также особые металлогенические признаки (Смолянский, 1960).

В заключение описания мезозойских интрузивных образований Бурятии следует остановиться на вопросе об их пространственном размещении в пределах мезозойской подвижной зоны. По мнению Ю. В. Комарова (1960б), каких-либо закономерностей в этом отношении не наблюдается, однако такой вывод не вполне согласуется с фактическим материалом. Прежде всего обращает на себя внимание приуроченность абсолютного большинства выходов мезозойских интрузивных пород (ичетуйского, малокуналейского, дабхорского и гуджирского интрузивных комплексов) к двум параллельным полосам или подзонам. Более значительная из них примыкает к северо-западным границам мезозойской подвижной зоны; другая протягивается по юго-восточной окраине этой зоны (см. рис. 67). В полосе, разделяющей указанные подзоны, мезозойские интрузивные породы имеют сравнительно ограниченное распространение.

В таком распределении мезозойских интрузий решающую роль сыграли глубинные разломы северо-восточного простирания, проходящие главным образом по окраинам мезозойской подвижной зоны. В соответствии с этим на значительном пространстве мезозойские интрузивы заметно удлинены на северо-восток и часто расположены линейно, образуя цепочки той же ориентировки. Однако местами выделяются отдельные интрузивные тела или их группы с северо-западным простиранием. При этом в расположении таких групп интрузивных тел в той или иной мере проявляется линейность северо-западной ориентировки. Последняя приобрела господствующее значение на крайнем юго-западе мезозойской подвижной зоны — в бассейне р. Джиды. Здесь мезозойскую интрузивную деятельность контролировали разломы северо-западного простирания, причем наиболее крупные из них расположены по северо-восточной и юго-западной окраинам Джидинского каледонского синклиория. Помимо разломов, на форму, ориентировку и расположение интрузивных тел мезозойских пород оказали известное влияние и другие структурные элементы — складки в древних толщах (нижнем палеозое, протерозое и т. д.), контактовые зоны между различными по физическим свойствам древними образованиями (например, контакты между палеозойскими гранитоидами и кембрийскими отложениями) и пр. Как показали специальные исследования (Смолянский, 1960), главнейшие закономерности в пространственном размещении мезозойских интрузий в значительной мере определяют также и основные закономерности в размещении месторождений полезных ископаемых, связанных с мезозойскими интрузиями.

КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНЫХ, УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

В 1955—1961 гг. на Витимском плоскогорье, вдоль северной и северо-западной границ Центрального Витимского базальтового плато, было выявлено восемь плутонов¹, в составе которых существенную

¹ Сайжинский, Гулхенский, Нижне-Бурульзайский и Верхне-Бурульзайский плутоны обнаружены А. А. Коневым, Инолоктинский, Амалатский и Сайжекконский — А. А. Коневым совместно с И. В. Попковым и Тучинский — И. В. Попковым.

роль играют ультращелочные нефелин-пироксеновые породы уртит-ийолитовой серии. Одни плутоны сложены исключительно этими породами, другие представляют ассоциацию ийолитов с ультраосновными и основными породами, а третьи в значительной мере сложены нефелиновыми сиенитами. Наблюдается нечто вроде последовательного ряда тесно связанных между собой ассоциаций, начиная от щелочно-ультраосновных, через щелочно-габброидные до нефелин-сиенитовых,

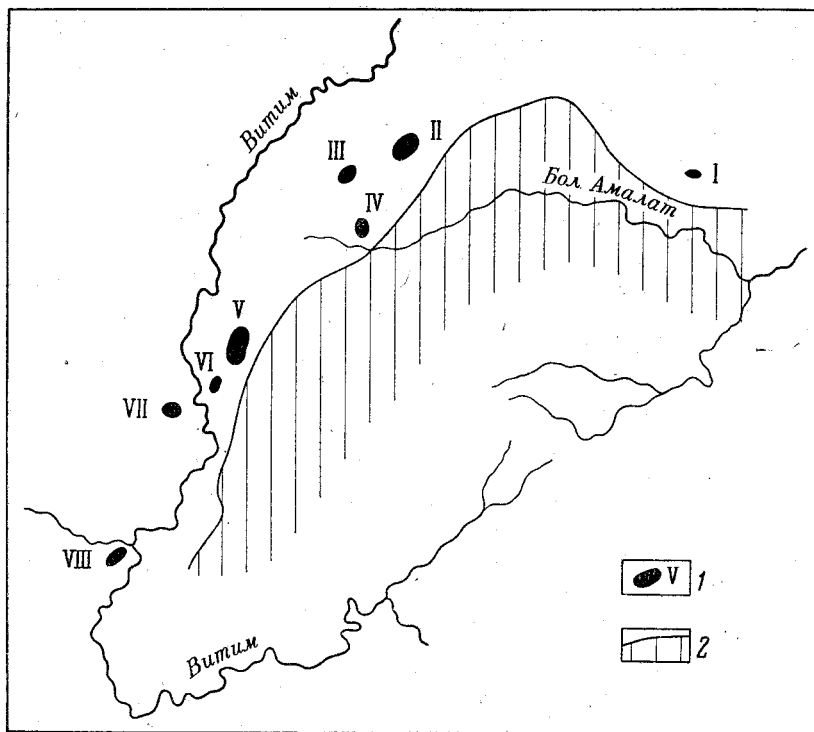


Рис. 74. Схема расположения щелочных плутонов

1 — щелочные плутоны: I — Гулхенский, II — Сайжинский, III — Сайжеконский, IV — Амалатский, V — Верхне-Бурульзайский, VI — Нижне-Бурульзайский, VII — Инолктинский, VIII — Тучинский; 2 — северная граница Центрального Витимского плато базальтов

составляющих в целом генетически единый магматический комплекс. Этот своеобразный комплекс щелочных, ультраосновных и основных горных пород не имеет аналогов в других районах Бурятии и еще не занял своего определенного места в известных по литературе схемах магматизма.

Из восьми указанных плутонов, сложенных породами этого комплекса, детально исследованы лишь Сайжинский и Гулхенский (Конев, 1958, 1960, 1962); изучение шести остальных массивов только начато.

Расположение щелочных плутонов на территории Бурятии показано на рис. 74.

Нижне-Бурульзайский массив залегает среди протерозойских известняков и имеет размеры около $1 \times 2,5$ км. Он прорван мелкими телами плагиогранитов и граносиенитов, а также дайками оливинных трахибазальтов. Щелочной массив целиком сложен нефелин-пироксеновыми породами уртит-якупирангитового ряда. Наблюдаются все члены этого ряда от уртитов до якупирангитов, но преоб-

ладают ийолиты с цветным индексом 40—60. Фемический минерал в них представлен эгирин-авгитом с 20% эгириновой молекулы. Мельтейгиты и якупирангиты, очевидно, развивались по пироксенам, поскольку они имеют бластовую структуру и реликты бесцветного пироксена в ядрах эгирин-авгита.

Инолоктинский массив прорывает известняковую толщу. Его истинные размеры и морфология еще не выяснены, отмечены лишь россыпи и отдельные обломки ийолитов на задернованной поверхности на площади в 1 км². Рядом с этим участком расположен массив (1,5 × 2 км) ультраосновных пород — пироксенитов и перидотитов, среди которых в виде полос и шлиров широко развиты своеобразные шпинелевые пироксениты и шпинелиты. По-видимому, эти массивы имеют не только пространственную, но и генетическую связь.

Гулхенский интрузив является небольшим дайкоподобным телом мощностью до 300 м, вытянутым на 4 км. Он прорывает протерозойские известняки, сланцы и габбро-диоритовые породы. Плутон сложен пироксенитами, габбро-пироксенитами, оливиновыми габбро, перидотитами и ийолитами. Нефелин-пироксеновые породы, кроме мелких жил, слагают линзовидные тела мощностью от 10 до 50 м и длиной 100—300 м. Ийолиты залегают как среди габбро-пироксенитов, так и во вмещающих известняках. Формирование плутона произошло в два этапа: вначале внедрились ультраосновные и основные породы, а затем ийолиты.

Сайжинский плутон образован наиболее сложным комплексом пород, занимающим промежуточное положение между породами отмеченных выше трех интрузивов, не содержащих нефелиновые сиениты, и остальными массивами, в которых нефелиновые сиениты преобладают.

Массив имеет несколько искаженную овальную форму (4 × 5 км). Он залегают на стыке трех относительно более крупных полей изверженных пород габбрового, сиенитового и гранитного состава, но его непосредственное окружение представлено главным образом протерозойскими известняками, которые имеются и внутри массива в виде крупных и мелких ксенолитов.

Сайжинский плутон (рис. 75) сложен тремя группами изверженных пород, объединяющими разновидности, генетически тесно связанные и часто взаимно переходящие друг в друга. Первую группу составляют ультраосновные и основные породы — титан-авгитовые пироксениты, габбро-пироксениты, меланократовое габбро. Вторая группа представлена щелочно-ультраосновными породами уртит-якупирангитового ряда и лейкократовыми тералитами. К третьей группе относятся нефелиновые сиениты и их разнообразные дериваты: канкринитовые и либнеритовые сиениты, конгресситы, эгириновые сиениты, эгирин-рибекитовые граниты и др.

Характерной чертой строения массива на современном эрозионном уровне является грубая концентрическая зональность в расположении слагающих его пород. Несколько смещенное ядро массива представлено габбро-пироксенитовыми породами, слагающими поле около 8 км². По его периферии разместились небольшие (до 200 × 400 м) трещинные тела ийолитов и лейкократовитов, составляющих в целом кольцевую структуру. К этой зоне, подчеркивая ее кольцевое строение, приурочены и мелкие тела карбонатитов. Карбонатиты и ийолиты залегают в конических трещинах, падающих к центру габбро-пироксенитового ядра. С северной стороны к габбро-пироксенитовому полю примыкает мощное полукольцо нефелиновых сиенитов, занимающих площадь около 6 км². Судя по крутым углам трахитоидности габбро-

пироксенитов и нефелиновых сиенитов и залеганию ийолитовых тел, можно полагать, что pluton в целом принадлежит к интрузивам центрального типа с крутопадающими внешними контактами.

Изучение взаимоотношений между различными породами позволило выяснить историю формирования plutона, которая состоит из трех главных этапов. Вначале внедрились габбро-пироксениты, затем

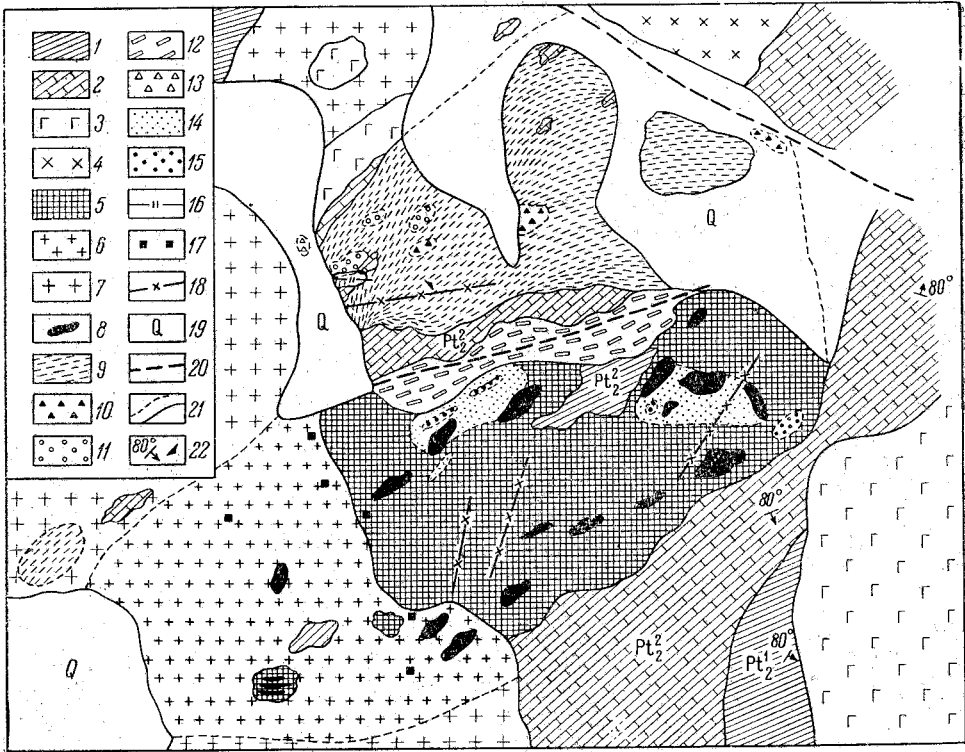


Рис. 75. Схематическая геолого-петрографическая карта Сайжинского плутона. Составил А. А. Конев, 1959 г.

Верхний протерозой: 1 — филлитовидные сланцы; 2 — мраморизованные известняки; 3 — габбро, оливиновое габбро. *Нижний палеозой:* 4 — крупнокристаллические микроклиново-биотитовые сиениты. *Мезозой:* 5 — пироксениты, габбро-пироксениты, меланократовое габбро; 6 — днорит-сиениты; 7 — средне- и мелкозернистые лейкократовые граниты; 8 — ийолиты и лейкократовые тералиты; 9 — гастингситовые нефелиновые сиениты гранитной и трахитоидной структуры; 10 — канкринитовые и нефелиновые эгириновые сиениты; 11 — либнеритовые (местами корундсодержащие) сиениты; 12 — полоса развития гнейсовидных и пегматоидных гастингситовых нефелиновых сиенитов, нефелиновых и канкринитовых пегматитов, конгресситов; 13 — эгирии-рибекитовые граниты; 14 — зоны интенсивного развития метасоматических альбит-лепидомелановых пород; 15 — карбонатиты; 16 — жилы эгириновых сиенитов; 17 — амазонитовые пегматиты; 18 — дайки кварцевых и сиенитовых порфиров. *Кайнозой:* 19 — современные рыхлые отложения; 20 — линии предполагаемых тектонических нарушений; 21 — границы предполагаемые и прослеженные; 22 — элементы залегания

после длительного перерыва, в течение которого интродировали генетически чуждые массы вмещающих гранитов, глубинный магматический очаг дал новую, более щелочную, ийолитовую порцию магмы, которая продвигалась по кольцевым трещинам в габбро-пироксенитах. Вслед за интрузией ийолитовой магмы интродировала фойяитовая магма. Естественно, что эти три интрузии не представляли собой одноактных процессов, о чем свидетельствуют взаимные пересечения однотипных пород. Интрузии сопровождались метасоматическими процессами, наиболее интенсивно проявившимися после внедрения ийолитовой и фойяитовой магм. Первая вызвала появление карбонатитов, альбит-лепидомелановых пород и метасоматических ийолитов; вторая

сопровождалась образованием либнеритовых сиенитов, мусковитов, фенитизацией вмещающих пород, а также процессами альбитизации, эгиринизации и содалитизации.

В последующее время Сайжинский массив был прорван дайками кварцевых порфиров, сиенит-порфиров и жилами амазонитовых пегматитов.

Амалатский массив, размеры которого не превышают $1 \times 1,5$ км, залегает среди верхнепротерозойских известняков. Он сложен в основном нефелиновыми сиенитами с подчиненными им уртит-жакупирангитовыми породами. Последние развиты в виде небольших масс по периферии массива, главным образом в северо-западной его части. Из-за неравномерного распределения нефелина и эгирин-авгита наблюдаются все члены этого ряда пород — от уртитов до жакупирангитов.

Верхне-Бурульзайский щелочной массив достигает 7 км в длину, 3,5 км в ширину. Он залегает в зоне стыка полей гранитов, сланцев и известняков. Для массива характерно грубозональное строение, проявляющееся в том, что вся центральная его часть, гипсометрически наиболее возвышенная, сложена либнеритовыми сиенитами, а в сравнительно узкой периферической зоне с перерывами развиты ийолиты и нефелиновые сиениты. Ийолиты образуют полосы до 2 км длиной при ширине до 500 м. Фемический минерал нефелиновых пород в основном представлен эгирин-авгитом.

Тучинский массив, по данным И. В. Попкова, залегает в зоне контакта палеозойских гранитов с песчаниками кембрия. Он вытянут на 2 км при ширине около 1 км. В строении массива наблюдается зональность, проявленная в возрастании щелочности пород от периферии к центру. Края массива сложены нефелинсодержащими биотитово-гастингситовыми сиенитами, которые ближе к центру сменяются гастингситовыми нефелиновыми сиенитами, а в самом центре располагается небольшое тело (100×200 м) ювитов, монмутитов и уртитов. Следует отметить, что в пределах массива развиты покровы анальцимовых базальтов, взаимоотношение которых с нефелиновыми породами еще недостаточно выяснено.

Сайжеконский массив прорывает верхнепротерозойские сланцы, известняки и граниты. Массив в плане имеет форму неправильного овала размером $1,5 \times 2,5$ км. Центральная его часть сложена нефелиновыми сиенитами и подчиненными им урритами и полевошпатовыми урритами, тогда как в периферической зоне развиты щелочные сиениты.

Химизм пород описываемого комплекса изучен еще неполно. Лучше других известен химический состав ийолитов (табл. 28).

Цепь описанных массивов составляет своего рода пояс нефелиновых пород, протягивающийся на 150 км и окаймляющий кайнозойское базальтовое плато с севера и северо-запада. Этот пояс приурочен к полосе развития докембрийских кристаллических пород сланцево-карбонатного состава и совпадает с зоной разломов, ограничивающих молодую депрессию с базальтами. Почти все массивы несколько удлинены в северо-восточном направлении, согласно с общей структурой района.

Чтобы уяснить общую тектоническую позицию щелочного пояса, необходимо принять во внимание тот факт, что параллельно ему через район базальтового плато проходит граница области байкальской складчатости с более молодой орогенической областью. Возможно, именно этот стык разновозрастных структур, как зона своеобразных тектонических условий, явился определяющим фактором в подъеме и

Таблица 28

Химический состав ийолитов
(содержание в %)

Компоненты	№ анализа					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,73	39,67	42,54	42,90	41,65	40,12
TiO ₂	0,68	0,86	0,48	1,00	0,38	2,12
Al ₂ O ₃	25,63	24,53	21,47	22,43	22,68	15,77
Fe ₂ O ₃	1,74	2,78	4,44	3,65	5,72	6,79
FeO	5,34	6,34	6,86	6,49	3,68	7,98
MnO	0,06	0,11	0,18	0,14	0,24	0,28
MgO	2,79	2,17	1,75	0,80	1,37	2,61
CaO	11,06	11,36	11,88	7,91	12,44	10,61
Na ₂ O	7,41	7,49	7,21	8,52	7,23	8,45
K ₂ O	2,25	1,89	2,00	4,23	2,51	2,44
H ₂ O ⁺	0,67	0,03	0,27	0,38	1,14	0,52
P ₂ O ₅	0,45	0,45	0,13	0,12	0,25	0,10
CO ₂	0,69	0,68	—	—	—	2,06
Сумма	99,50	99,07	99,36	99,28	99,29	99,89

1 — титан-авгитовый ийолит (среднее из двух анализов), Сайжинский массив; 2 — титан-авгитовый ийолит (среднее из двух анализов), Гулхенский массив; 3 — эгирин-авгитовый ийолит, Инолоктинский массив; 4 — эгирин-авгит-гастингситовый ийолит, Верхне-Бурульзайский массив; 5 — эгирин-авгитовый ийолит (среднее из семи анализов), Нижне-Бурульзайский массив; 6 — эгирин-авгит-гастингситовый ийолит (вычислен из модального состава), Амалатский массив.

глубокой дифференциации магмы, приведшей к образованию оригинального комплекса пород.

Возраст описываемого комплекса определяется условно, поскольку необходимые стратиграфические данные отсутствуют. Известно лишь, что один из массивов прорывает фаунистически охарактеризованную кембрийскую толщу песчаников, но, так как щелочные плутоны приурочены к дизъюнктивным нарушениям, возраст прорываемых толщ и складчатых структур не имеет решающего значения. Тесная пространственная и предполагаемая генетическая связь их с базальтовым вулканизмом позволяет высказать мысль о связи щелочно-ультраосновного магматизма с мезо-кайнозойским тектоно-магматическим циклом. Это предположение подтверждается и единственным определением абсолютного возраста по биотиту из метасоматических слюдитов Сайжи (калий-аргоновый метод, С. И. Тарасевич), давшим цифру 133,2 млн. лет.

Среди каледонских и более древних магматических образований Витимского плоскогорья отсутствуют щелочные типы, поэтому рассматриваемый комплекс пород не является унаследованным, преемственным, но, что важно, он тесно связан с мезо-кайнозойским вулканизмом. В конце мезозоя и в кайнозое на всей территории Саяно-Байкальской горной области происходили мощные излияния базальтовых лав. Степень дифференциации оливин-базальтовой магмы была такой, что появились трахибазальты, анальцимовые и нефелиновые базальты. Согласно данным И. В. Белова, основанным на большом аналитическом материале, средний состав основных лав кайнозоя области вообще соответствует трахибазальтовому типу. В то же время здесь известны многочисленные экструзии различных основных субщелочных пород — кринанитов, тешенитов, мончикитов, камптонитов, лимбургитов, эсекситов — мезозойского и кайнозойского возраста (Белов, 1958в),

которые свидетельствуют о появлении в мезозое магматических очагов с повышенной щелочностью. Дайковые нефелинсодержащие тералит-диабазы рек Нижней Береи и Сиво (Молдаванцев, 1925; Шер, 1955) стоят еще ближе к комплексу щелочных, ультраосновных и основных пород, а нефелиновые базальты р. Уды (Обручев, 1914) являются эффузивными аналогами ийолит-мельтейгитов.

Несмотря на некоторое различие описанных восьми щелочных плутонов, все они, естественно, образованы одной исходной магмой, вероятнее всего, оливин-базальтового типа. Разнообразие петрографических ассоциаций пород массивов в этом случае можно объяснить различной глубиной их эрозионного среза. Так как многокилометровая вертикальная колонка интрузий в толще земной коры может быть существенно различной в верхней и нижней частях и поскольку интрузии с самого начала могли достигать неодинаковых уровней в верхнем структурном ярусе, разновозрастные близлежащие интрузивы могут быть эродированными в разной степени, обнажая различные ассоциации пород. Вполне возможно, что с глубиной, как отмечал Ю. М. Шейнманн для щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, возрастает доля ультраосновных пород за счет нефелиновых сиенитов и ийолитов.

Комплекс щелочных, ультраосновных и основных горных пород Витимского плоскогорья можно сопоставить со сходными комплексами других районов Сибири. Так, Дахунурская, Чикская, Чахыртойская и Баянгольская интрузии Юго-Восточной Тувы, а также Кня-Шалтырский, Горячегорский и Кургусульский массивы Кузнецкого Алатау очень близки к описанным витимским плутонам. Типичные щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы Предаянья, севера Сибирской платформы и Алдана, которые иногда выделяют в особую формацию, генетически связанную с ультраосновной магмой (Шейнманн, Апельцин, Нечаева, 1961), слагают отдельные плутоны, отличающиеся от витимских размерами (например, Бор-Урях и Инолоктинский, Янкан и Нижний Бурульзай). На примере витимского комплекса видно, что не во всех случаях можно с уверенностью разделять генетически щелочно-ультраосновную, щелочно-габброидную и нефелин-сиенитовую формации и что в некоторых провинциях они, возможно, являются дифференциатами одной исходной магмы.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Горные породы кайнозойской трахибазальтовой формации Прибайкалья¹ встречаются в виде разрозненных часто небольших выходов. Для ландшафтов восточной части Восточного Саяна, Хамар-Дабана, собственно Прибайкалья и Витимского плато чрезвычайно характерны ровные поверхности, бронированные покровами базальтов. Они наблюдаются как на самых высоких гольцах, так и в низинах. Так, базальтовые лавы покрывают юго-западную часть Окинского плоскогорья в Восточном Саяне, южную часть хребта Хамар-Дабан и слагают Витимское плато. Другая форма залегания базальтовых лав, связанная с той же фазой вулканизма, — потоки, известные среди неогеновых отложений Тункинской межгорной впадины. Третья форма развития базальтовых лав, связанная с более поздними проявлениями кайнозойского вулканизма, — потоки, лежащие среди четвертичных отложений и на поверхности Тункинской, Боргойской и Джидинской впадин, на дне речных долин в бассейне р. Джиды, нижней части

¹ Краткий и общий термин «Прибайкалье», по Н. А. Флоренсову (1960а), является синонимом «Байкальской, или Саяно-Байкальской, горной области, но в более широком понятии.

р. Чикоя и на Витимском плато. В начале этих потоков иногда расположены небольшие вулканические конусы (р. Джиды и ее притоки, р. Чикой, Витимское плато). Четвертая форма проявления оливин-базальтовой магмы, связанная с ранними фазами кайнозойского вулканизма, — дайки, силлы, штоки, купола, лакколиты и жерловины, лежащие или среди пород докембрия и палеозоя, или среди мезозойских и кайнозойских отложений, развитых во впадинах Прибайкалья.

К числу наиболее ранних работ, содержащих описание базальтовых лав рассматриваемой части Прибайкалья, относятся труды И. Ковригина (1836), Н. Г. Меглицкого (1855), Н. Бакшевича (1856), П. А. Кропоткина (1867), А. Л. Чекановского (1874) и И. Д. Черского (1875). Этими авторами впервые было установлено широкое развитие в Прибайкалье базальтовых лав, позднее выделенных здесь в самостоятельную кайнозойскую трахибазальтовую формацию (Белов, 1958а).

Первые сообщения о результатах микроскопического исследования тункинских лав были сделаны в «Трудах Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей» в 1876 г. Е. О. Романовским. В 1888 г. А. В. Голубцова опубликовала два первых химических анализа базальтовых лав из Тункинской впадины.

Наиболее полные геологические и петрографические описания базальтовых лав Прибайкалья и Витимского плато имеются в работах И. Д. Черского (1886, 1889), Б. Поленова (1899), А. П. Герасимова (1905), А. К. Мейстера (1914), А. В. Львова (1909, 1924, 1930), Ю. И. Половинкиной (1931), Н. М. Прокопенко (1934), В. А. Обручева (1914, 1938), В. Н. Лодочникова (1938, 1941а), С. В. Обручева (1946б, 1949, 1950), Н. А. Флоренсова и Н. В. Лоскутовой (1953), М. Л. Лурье (1954), Н. А. Логачева (1954), А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой (1951, 1953), Н. А. Логачева и Е. В. Кравченко (1955), А. Е. Ескина (1958а), Н. А. Флоренсова (1960а), Н. В. Лоскутовой (1961), И. В. Белова (1955, 1956а, 1957б, 1960а, б, 1961).

О мезо-кайнозойской структуре Прибайкалья и о связи неоген-антропогенного базальтового вулканизма с неотектоническими структурами существуют разные представления. В. А. Обручев (1914), изучавший западное побережье оз. Байкал и Западное Забайкалье (Селенгинскую Даурию), пришел к выводу, что впадина оз. Байкал вместе с целой системой забайкальских депрессий представляет сплошную цепь грабен, образовавшихся при расколах жесткой глыбы Байкальского кристаллического массива. М. М. Тетяев (1937) также рассматривал впадину Байкала как узкую полосу оседания земной коры и сравнивал ее с хорошо известным грабеном р. Рейна. Н. С. Шатский (1932) высказал предположение о близости структуры Байкальской впадины с впадиной Мертвого моря. Е. В. Павловский в своих работах (1937, 1939а, 1948в) и совместно с Н. А. Флоренсовым (1951) сравнивал мезо-кайнозойскую геологическую структуру Восточной Сибири с аналогичной структурой Великого Рифта Африки и Аравии. При этом он отмечал, что образование впадин сопровождалось излияниями базальтов, происходившими по крайней мере дважды (Павловский, 1948а).

Н. А. Флоренсов отмечает, что между вертикальными движениями земной коры, их знаком, частотой перемены знака, амплитудами, размерами охваченной ими области и вулканическими излияниями на конterminтах, как это видно на примере Прибайкалья, существует сложная связь. Обширные медленные поднятия обеспечивают лишь разрыхление верхних частей земной коры, потенциальное расплавление субстрата и принципиальную возможность подсосывания расплавленного материала.

снизу. При наличии подобного регионального фона извержения реализуются при интенсивном и дробном тафрогенезе, возможно только при существовании глубоких, ранее заложённых разломов (Флоренсов, 1959).

Наиболее ранние проявления базальтовой магмы в Прибайкалье относятся, видимо, к донегеновому времени. Первые внедрения оливин-базальтовой магмы в основном, по-видимому, проявились в интрузивной форме (субвулканическая фация) и главным образом во впадинах забайкальского типа. Происходили излияния и на земную поверхность.

Следующая (эффузивная) фаза характеризовалась развитием вулканических излияний на огромной площади не только в Прибайкалье, но и в Восточном Забайкалье, Монголии, Тувинской АССР, Северном Китае, Приморье, Корее и на Северо-Востоке СССР. При этом преобладали лавовые излияния, почти не сопровождавшиеся выбросами туфового материала. По новейшим данным, базальтовые излияния в Прибайкалье были связаны во времени с поднятиями сводового типа, которые начались в неогене. Базальтовые лавы этой фазы развиты в настоящее время как на сводовых поднятиях, так и в отдельных прогибах (Тункинская система впадин).

Более молодые, четвертичные базальты приурочены главным образом к впадинам и речным долинам, но, видимо, нельзя отрицать наличие их и вне впадин и речных долин. Особенно хорошо выражена связь четвертичных лавовых потоков с современным рельефом в Тункинской впадине, в бассейне р. Джиды, нижнем меридиональном отрезке р. Чикоя и на Витимском плато, где лавы заполняли речные долины и лежат на террасовых галечниках. В Тункинской впадине распространены базальты обеих возрастных групп. Следует подчеркнуть, что неогеновые и четвертичные лавовые потоки не имеют пространственной связи с покровами, расположенными на сводовых поднятиях хребтов, как это изображено на некоторых геологических картах.

Наивысшие отметки подошвы неогеновых покровов на хребте Хамар-Дабан неуклонно нарастают по мере общего подъема поверхности хребта и достигают в осевой части поднятия величины свыше 2250 м. При этом неогеновые базальты в Тункинской впадине погружены (в зонах максимальных глубин) на 2100 м ниже поверхности. Таким образом, разница в отметках лавовых покровов во впадинах и на сводах достигает 3700 м. Большая вертикальная амплитуда в расположении базальтовых покровов обусловлена не только первичной приподнятостью сводов Хамар-Дабана и Восточного Саяна относительно впадин, но и их поднятием с одновременными излияниями базальтовой лавы как на сводах, так и во впадинах. Большинство исследователей Прибайкалья считают, что эти лавы изливались на выровненную поверхность и покрывали почти сплошной броней обширные пространства современных хребтов Хамар-Дабан и Восточный Саян.

Н. А. Логачев (1955) выделяет промежуточную (между неогеновой и четвертичной) фазу вулканизма для Тункинской системы впадин; она отличалась бурной эксплозивной деятельностью, сформировавшей толщу пирокластических пород, местами мощностью более 200 м. Базальтовые лавы в ее составе играют незначительную роль.

Схема становления кайнозойской трахибазальтовой формации Прибайкалья представлена в табл. 29.

В Восточном Саяне, Хамар-Дабане и на Витимском плато развита главным образом покровная фация лав. Породы субвулканической фации распространены в Селенгинской Даурии, на Витимском плоскогорье и в системе впадин байкальского типа. В бассейне р. Джиды и

Таблица 29

Возраст, фации и состав трахибазальтовой формации Прибайкалья

Возраст	Фация	Серия пород
Посленижнемеловой (белозерский комплекс)	Субвулканическая (глубина формирования 100—2000 м)	Известково-щелочная серия: лимбургитовые долериты, базальтовые оливиновые долериты, андезито-базальтовые гиалодолериты. Щелочно-известковая серия: лимбургиты, авгититы, трахидолериты (базальтовые и трахиандезитовые), эссекситы, кринаниты, тешениты, гленмуириты, камптониты, полевошпатовые породы, пуласкиты, тингуаиты, бостониты, вулканические стекла (типа комендитов)
	Покровная	Известково-щелочная серия: оливиновые базальты, андезитобазальты, андезиты. Щелочно-известковая серия: лимбургитовые базанитоиды, базальтовые трахибазальты, трахиандезитовые базальты, трахиандезиты, трахиты, комендитовые фельзиты, дациты
Неогеновый	Пирокластическая	Туфы, туфобрекчии, туффиты
	Покровная	Известково-щелочная серия оливиновые базальты, андезитобазальты. Щелочно-известковая серия: лимбургитовые базанитоиды, базальтовые трахибазальты, натриевые шихлуниты
Антропогеновый	Покровная	Известково-щелочная серия оливиновые базальты, андезитобазальты. Щелочно-известковая серия: лимбургитовые базанитоиды, базальтовые трахибазальты, натриевые шихлуниты
	Пирокластическая	Туфы, туфобрекчии, афролиты, агглютинаты, лапиллиевые туфы с вулканическими бомбами и др.

Тункинской впадине отмечаются щелочно-известковые базальтоидные лавы четвертичного возраста, близкие по составу к шихлунитам Уюнь-Холдонги (Белов, 1958а).

Субвулканическая фация пород (белозерский комплекс, нижний мел—неоген). Тела оливиновых долеритов и других основных и щелочно-известковых пород субвулканического облика прорывают и метаморфизуют молассовые и молассово-эффузивные комплексы

пород мезозоя и кайнозоя во впадинах Прибайкалья (Обручев, 1914; Флоренсов, 1960а; Белов, 1961). Кроме того, они распространены на сводовых поднятиях среди древних кристаллических комплексов пород (Львов, 1904; Молдавандцев, 1925; Котульский, 1932).

Форма и размеры субвулканических (экструзивных) тел чрезвычайно разнообразны, что, несомненно, имеет связь с характером строения вмещающих их молассовых и молассово-эффузивных мезо-кайнозойских серий Прибайкалья и древних метаморфических и магматических комплексов.

Субвулканические тела во впадинах байкальского типа расположены почти исключительно в домезозойских кристаллических комплексах пород. В составе вскрытых эрозией кайнозойских осадочных серий Тункинской системы впадин они отсутствуют. Следует отметить, что буровой скважиной в 12,5 км севернее с. Тунки на глубинах 1495—1795 м вскрыты силлы мощностью от 63 до 97 м. Они сложены среднезернистыми трахидолеритами. Силлы залегают среди песчано-глинистых с эффузивами (оливиновые базальты) палеоген-неогеновых моласс.

Большое количество (более 60) даек оливиновых, пироксеновых и плагиоклазовых долеритов и трахидолеритов отмечается на южном берегу оз. Байкал между станциями Байкал и Кулгук Восточно-Сибирской ж. д. (Львов, 1904). А. С. Ескиным (1958а) описаны авгититы с Большого Ушканьего острова, а А. И. Сулоевым (1939а) — камптониты из района Слюдянки.

На юге в Селенгинской Даурии и на севере на Витимском плато широко распространены кайнозойские известково-щелочные и щелочно-известковые основные породы. К ним относятся оливиновые и меланократовые долериты, андезито-базальтовые долериты, лимбургиты, камптониты, кринаниты, тешениты, гленмуириты, трахидолериты, эссекситы, пуласкиты, бостониты и вулканические стекла комендитового состава и другие, возраст которых моложе нижнего мела (Белов, 1961).

К известково-щелочной серии пород субвулканической фации относится подавляющее большинство оливиновых, меланократовых и андезито-базальтовых долеритов Прибайкалья. Магматические тела, сложенные долеритами, широко представлены и в Западном Забайкалье: по рекам Хилку, Чикюу, Уде, в Хамбинском хребте, на южных склонах Боргойского хребта, в Джидинском и Базальтовом хребтах, в Кижингинской впадине и на Витимском плато. В составе этой серии пород по минеральному и химическому составу, а также микроструктурным признакам выделяется ряд петрографических типов: базальтовые оливиновые долериты с офитовой и призматически-офитовой структурой; меланократовые оливиновые долериты с долеритовой и интерсергальной структурой и безоливиновые андезито-базальтовые долериты с интерсергальной структурой.

Количественные соотношения главных минералов в оливиновых базальтовых долеритах Прибайкалья приведены в табл. 30.

Для меланократовых долеритов характерно резкое пространственное обособление более крупных кристаллов оливина и моноклинного пироксена. Эти меланократовые участки, особенно при относительно высоком содержании в них оливина и пироксена, местами приобретают характер перидотитов, при содержании только оливина — оливинитов, только пироксена — своеобразных авгититов.

Минеральный состав андезито-базальтовых долеритов следующий: в фенокристаллах оливин (5,6%), плагиоклаз № 67—70 (8%); основная масса — плагиоклаз № 37—40 (34%), палагонит (8%), магнетит

Т а б л и ц а 30

**Минеральный состав базальтовых оливиновых
долеритов Прибайкалья**

Минералы	Средние содержания в % (по 12 подсчетам из раз- ных тел)
Плагиоклаз	48—61
Моноклинный пироксен	22—38
Оливин	13—20
Титаномагнетит	1,5—3,5
Апатит	0,5—0,8

(0,5%) и вулканическое стекло с показателем преломления 1,623 (43,9%).

Среди дифференциатов щелочно-известковой серии, весьма разнообразной по минеральному и химическому составу групп пород, тесно связанных по своему геологическому положению с породами недифференцированной известково-щелочной серии субвулканической фации и с палеоген-неогеновыми известково-щелочными и щелочно-известковыми лавами Прибайкалья, можно выделить меланократовую и лейкократовую ветви. Эти породы пользуются относительно небольшим распространением, а некоторые из них крайне редки.

Необходимо отметить, что среди щелочно-известковой серии пород есть такие, которые являются полезными ископаемыми (вулканические стекла комендитового и трахитового состава).

Базальтовые интрузии сложного петрографического состава распространены преимущественно во впадинах забайкальского типа и в пределах межвпадинных сводовых поднятий (Витимское плато, Боргойский хребет и др.). Во впадинах байкальского типа и в пределах Саянского свода имеются также отдельные тела, сложенные биотитовыми авггитами, мончикитами и камптонитами. Их возрастные и пространственные соотношения в этих районах еще недостаточно ясны.

Среди щелочно-известковой серии пород субвулканической фации выделяются следующие петрографические типы горных пород: лимбургиты и мончикиты, авггиты, трахидолериты, эссекситы, кринаниты и гленмуириты, тешениты, фельдшпатолиты и анортклазиты, пуласкиты, бостониты и вулканические стекла различного, но главным образом комендитового состава (Белов, 1961).

Минеральный состав лимбургитов Прибайкалья следующий: во вкрапленниках оливин, в основной массе моноклинный пироксен, микролиты плагиоклазов, цеолиты, рудный минерал и щелочное основное стекло.

Мончикиты состоят из оливина, базальтической роговой обманки и вулканического основного стекла. Редко отмечается бурая шпинель, рудный минерал и титанистый авггит.

В составе авггитов, этой редкой группы пород, по минеральному составу выделяются два подтипа: авггиты с биотитом и большим количеством стекла (50—70%) и авггиты без биотита с небольшим количеством стекла (до 10%). Кроме того, в их составе отмечаются оливин и в незначительном количестве микролиты плагиоклазов и рудные минералы.

Базальтовые и трахиандезитовые трахидолериты по структуре и минеральному составу весьма близки, с одной стороны, к оливиновым базальтовым долеритам, а с другой — к титан-авггитовым эссекситам

Прибайкалья. Минеральный состав базальтовых и трахиандезитовых трахидолеритов Прибайкалья приведен в табл. 31.

Таблица 31

Минеральный состав базальтовых и трахиандезитовых трахидолеритов Прибайкалья
(содержание в %)

Минералы	№ анализа							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Плагиоклаз	49,8	50,1	48,4	61,3	68,7	71,2	11,0	25,0
Пироксен	31,8	33,1	35,1	22,4	18,3	13,4	—	—
Оливин	11,9	10,1	9,9	5,3	1,8	2,3	10,0	9,0
Щелочной полевой шпат	2,0	2,8	3,0	4,8	3,2	3,8	—	—
Цеолиты	1,0	2,1	1,8	2,8	2,6	5,1	—	—
Магнетит	3,5	1,7	1,8	3,4	3,4	4,2	—	4,0
Стекло	—	—	—	—	—	—	79,0	62,0

В Прибайкалье выделяются следующие минеральные типы эссекситов: титан-авгитовые эссекситы с оливином, пироксен-баркевикитовые эссекситы и баркевикит-биотитовые эссекситы с остатками титанистого пироксена. Минеральный состав эссекситов Прибайкалья приводится в табл. 32.

Таблица 32

Минеральный состав эссекситов Прибайкалья
(содержание в %)

Минералы	№ анализа				
	1	2	3	4	5
Плагиоклаз	51,2	48,8	42,3	52,0	20,4
Щелочной полевой шпат	8,8	15,6	11,7	5,3	21,6
Нефелин	—	—	—	—	15,6
Оливин	6,5	—	—	—	9,7
Пироксен	30,8	28,1	17,0	20,1	19,0
Баркевикит	—	—	18,2	5,6	—
Биотит	0,1	1,2	3,9	12,1	5,6
Рудные минералы	2,3	5,7	6,2	3,2	5,2
Апатит	0,3	0,6	0,7	0,7	—
Карбонат	—	—	—	—	2,9

Кринаниты и гленмуириты в Боргойской впадине были обнаружены среди лавового поля трахиандезитовых базальтов (Белов, 1955). В настоящее время закартировано пять крупных тел, сложенных породами ряда кринанит — гленмуирит (Баянундурский, Белозерский, Гунтуйский, Дабхорский и Верхне-Боргойский лакколиты). Кроме того, кринаниты вскрыты при буровых работах в Гусиноозерской впадине. Здесь титан-авгитовые с оливином и анальцимом лейкократовые кринаниты связаны с трахидолеритами, с одной стороны, и с титан-авгитовыми гленмуиритами — с другой, постепенными переходами. Гленмуиритами сложена дайка по р. Муртою (Гусиноозерская впадина). В Прибайкалье кринаниты (тешениты, по Арсеньеву и Нечаевой, 1951) были описаны по р. Кижинге (бассейн р. Уды). Впервые тешениты Прибайкалья описал Е. П. Молдаванцев (1925) из Верхне-Ангарской впадины.

Минеральный состав кринанитов, гленмуиритов и фельдшпатоли-
тов Прибайкалья приводится в табл. 33.

Таблица 33

Минеральный состав кринанитов (1), гленмуиритов (2) и фельдшпатоли-
тов Прибайкалья
(содержание в %)

Минералы	№ анализа		
	1	2	3
Оливин	14,6	—	—
Плагиоклаз	37,9	11,0	26,0
Пироксен	20,5	12,0	—
Биотит	—	13,0	4,0
Щелочной полевой шпат	8,0	27,0	27,0
Анальцим и другие цеолиты	11,9	28,0	32,0
Рудный минерал и апатит	7,1	9,0	3,0
Карбонат	—	—	8,0

Пуласкиты пользуются небольшим распространением в долине р. Чикоя непосредственно к северу от пос. Осинского, где образуют небольшой массив, апофизы которого в виде тонких жил секут биотитовые гленмуириты. В Боргойском хребте пуласкитовые дайки рассекают массив нефелиновых сиенитов. Ранее пуласкиты описаны В. К. Котульским (1932) из Витимканского золотоносного района, где они образуют дайки северо-восточного простирания. Иногда в эндоконтакте пуласкиты переходят в бостониты.

Бостониты пользуются большим развитием в Западном Забайкалье и в Витимском золотоносном районе. Ими сложены многочисленные, иногда очень крупные дайки главным образом северо-восточного и меридионального простирания и куполовидные тела, например в Гусиноозерской впадине в предгорьях хребта Моностой. Дайки, сложенные бостонитами, находятся совместно с дайками трахидолеритов, эссекситов, пуласкитов и гленмуиритов, а иногда все они залегают в одних и тех же тектонических зонах (Белов, 1961). Эти порфиоровые, реже афировые, породы состоят существенно из калинатрового полевого шпата, иногда с небольшой примесью биотита и рудных минералов. Для основной массы характерна бостонитовая или трахитовая структура.

Месторождения кислых щелочных вулканических стекол в Западном Забайкалье в настоящее время известны в Мухорталинской и Тугнуйской впадинах. Наиболее полно изучено и разведано Мухорталинское месторождение. Минеральный состав вулканических стекол этого месторождения следующий: ортоклаз (26,5%), альбит (50%), анортит (2,7%), кварц (18,5%), энстатит (0,5%), волластонит (0,2%), магнетит (1,1%) и ильменит (0,5%).

Неогеновые базальты. На долю пород покровной фации неогенового возраста приходится не менее 70—75% объема всех других фациальных и возрастных членов трахибазальтовой кайнозойской формации Прибайкалья. Это следует учитывать при рассмотрении наиболее общих вопросов магматической геологии и происхождения пород указанной формации.

Мощность базальтовых покровов для разных участков Прибайкалья (хребет Хамар-Дабан, Восточный Саян, Тункинская впадина, Витимское плато) оценивается различно в пределах 50—550 м. Для

перевала Тумусун Н. М. Прокопенко (1934) указывает мощность базальтового покрова в 400 м, а В. В. Ламакин (1935) оценивает мощность базальтовых покровов этого района в 600 м.

Арлыкгольский покров в Восточном Саяне сложен 26 лавовыми потоками мощностью от 1,25 до 30 м, общей мощностью 190—200 м; Сагансарский — 14 лавовыми потоками общей мощностью 70 м. В Тункинской впадине глубокой скважиной, расположенной в 12,5 м к северу от с. Тунка, среди неогеновых отложений вскрыты 44 лавовых

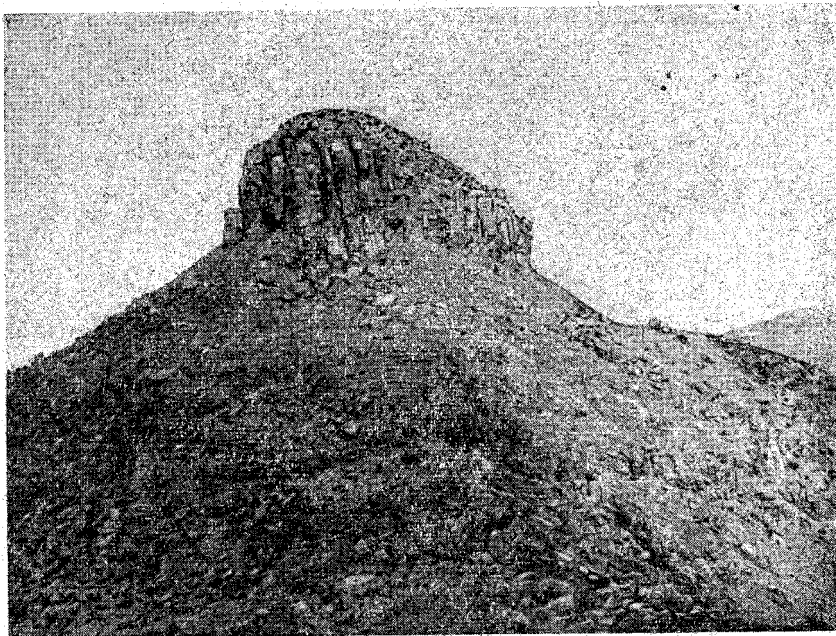


Рис. 76. Столбчатая отдельность в арлыкгольском покрове. Восточный Саян.
Фото И. В. Белова

потока мощностью от одного до нескольких десятков метров; общая мощность только неогеновых лавовых потоков по скважине 530—550 м.

Базальтовые покровы, состоящие из тонких лавовых потоков, широко развиты в восточной части Восточного Саяна, Еловском отроге (горная перемычка между Тункинской и Торской впадинами), Хамар-Дабане, Витимском плато и во впадинах Южного Прибайкалья. Здесь можно наблюдать изменение мощности лавовых потоков, пористости лав по вертикали в отдельных потоках, трубчатые и виллообразные пустотки в лавах, а также контакты между отдельными потоками. Последние обнаруживаются по повышенной пористости лав, хорошо развитой полосе бурых легких шлаков, а также по волнистой, канатной, колючей (шероховатой) и глыбовой поверхности лавовых потоков.

Отдельность в лавовых потоках весьма разнообразна. Нередко в близких друг от друга обнажениях можно наблюдать совершенно различные типы отдельности, самыми распространенными из них являются пластовая, столбчатая (рис. 76), реже плитчатая, шаровая (рис. 77) и концентрически-скорлуповатая.

Микростроение лав отдельных лавовых потоков неоднородно, в их составе принимают участие базальтовые породы различного микро-

структурного облика, хотя и близкие по минеральному и химическому составу: афролитовые базальты с гялиновой и гялопилитовой структурой, оливиновые с палагонитом, цеолитами и карбонатом, базальты с ингерсертальной, долеритовой, микродолеритовой, пойкилоофитовой и типичной офитовой структурой.

Среди неогеновых базальтов выделяются известково-щелочная и щелочно-известковая серии лав. В известково-щелочной серии отмечаются оливиновые базальты, андезито-базальты, андезиты, липариты, туфы и туффиты, базальтовые туфобрекчии и лапиллиевые туфы с вулканическими бомбами. Оливиновые базальты принадлежат к числу



Рис. 77. Шаровая отдельность в трахиандезитовых базальтах. Боргойская впадина. Фото И. В. Белова

наиболее распространенных пород в составе покровной фации лав Прибайкалья.

В лавовом покрове по строению основной массы лав различается несколько микроструктурных разновидностей оливиновых базальтов (табл. 34). Минеральный состав базальтов Прибайкалья приводится в табл. 35.

Андезито-базальты в составе неогеновых покровов Прибайкалья имеют небольшое распространение. В эту группу выделяются пироксеновые и плагиоклазовые лейкократовые типы лав, в которых по химическому составу $c > a$ или $c = a$, а b приближается к 21.

Следовательно, этот переходный тип лав выделяется как ветвь оливиновых базальтов, богатых полевошпатовой известью и бедных цветными компонентами.

Андезито-базальтовые лавы распространены наиболее широко в южной части Западного Забайкалья по рч. Субуктую, левому притоку р. Чикоя, в Джидинской впадине, на Витимском плато и в Тункинской впадине на пологих восточных склонах хребта Хамар-Дабан (кл. Иванова). Мощность всей серии андезито-базальтовых лав в Джидинской впадине 250—300 м.

Таблица 34

**Текстура, структура и строение основной массы оливиновых базальтов
в лавовом покрове**

Часть потока	Текстура	Структура	Строение основной массы
Верхняя	Афролитовая	Афролитовая	Гиалиновое, витрофировое, гиалопилитовое, интерсертальное
Средняя	Кристаллически-зернистая	Порфировая, гломеропорфировая	Базиофитовое, офитовое с участками оксифитового
Нижняя	Кристаллически-зернистая, частично стекловатая с мелкими пузырьками		Долеритовое, интерсертальное

Таблица 35

**Минеральный состав оливиновых базальтов Прибайкалья
(содержание в %)**

Минералы	№ анализа			
	1	2	3	4
Оливин	13,6	10,2	15,7	9,2
Плагиоклаз	63,5	52,3	35,6	10,5
Пироксен	14,0	29,2	24,8	6,1
Рудный	4,2	6,3	2,2	3,8
Палагонит, хлорофенит	4,7	2,0	—	1,1
Стекло	—	—	21,7	69,3

1 — оливиновые базальты с базиофитовой структурой (среднее из 38 анализов); 2 — то же с долеритовой структурой (среднее из 18 анализов); 3 — то же с интерсертальной структурой (среднее из 41 анализа); 4 — то же с витрофировой структурой основной массы (среднее из 17 анализов)

Структура андезито-базальтовых лав витропорфировая, гломеропорфировая, трахитовая; строение основной массы гиалиновое, гиалопилитовое, микролитовое и пилотакситовое.

Минеральный состав различных андезито-базальтовых лав Прибайкалья приводится в табл. 36.

Таблица 36

**Минеральный состав андезито-базальтовых лав Прибайкалья
(содержание в %)**

Минералы	№ анализа				
	1	2	3	4	5
Плагиоклаз	61	28	73	52	19
Пироксен	11	6	21	26	—
Рудные минералы	3	5	6	5	—
Основная масса со стеклом	25	61	—	17	81

1 — плотная лава; 2 — пузыристая лава; 3 — плотная лава; 4 — плотная лава; 5 — пузыристая лава.

Андезиты встречаются среди андезито-базальтовых кайнозойских лав редко. Они описаны В. А. Обручевым (1914) в верховьях р. Сильвэ (Хамбинский хребет) и в долине р. Кижинги, Ю. И. Половинкиной (1931) — в среднем течении р. Ципы. Более широкое распространение этих лав отмечено И. В. Лучицким и М. С. Нагибиной в долинах рек Чикоя и Хилка у подножий Малханского хребта.

Одна из разновидностей андезитов содержит многочисленные мелкие выделения плагиоклаза, щелочного полевого шпата и биотита, реже авгита; они погружены в трахитовую или пилотакситовую основную массу, состоящую из тонких лейст плагиоклаза и темно-серого или бурого стекла. Вторая разновидность состоит из мелких выделений плагиоклаза и пилотакситовой основной массы, состоящей из тонких лейст плагиоклаза, щелочного полевого шпата, биотита и магнетита.

Липариты распространены крайне ограниченно. В. А. Обручевым (1914) они описаны на хребтах Хамбинском, Худунском и Цаган-Хунтей. В составе этих пород отмечаются фенокристы кварца, щелочного полевого шпата и тридимита, реже кислого плагиоклаза и биотита. В основной массе их содержатся кварц, щелочной полевой шпат, кислый плагиоклаз и стекло. Структура пород витрофировая, пилотакситовая, псевдосферолитовая или микролитовая.

Излияниям неогеновых оливиновых базальтов предшествовали или сопутствовали в некоторых местах выбросы пирокластов и образование базальтовых туфов, туффитов и туфобрекчий. Они известны в немногих пунктах восточной части Восточного Саяна и Южного Прибайкалья: на р. Тайторке, правом притоке р. Иркута, у с. Шимки, на р. Монгол-Дабан, правом притоке р. Дибя. В Тункинской впадине туфы вскрыты скважиной в нижней части третичной осадочно-вулканогенной серии, начиная с глубины 1470 и до 2016 м. В этом интервале вскрыто семь горизонтов туфов мощностью от 3 до 22 м. Кроме того, в основании четвертичной или верхней части третичной осадочно-вулканогенной толщи, по данным Н. А. Флоренсова (1960а) и Н. А. Логачева (1955), лежит мощная (200 м) толща туфов и туффитов с прослоями осадочных пород.

В Мондинской впадине по р. Хулугайша В. Н. Лодочниковым (1938) и позднее И. В. Беловым (1957) была описана вулканическая постройка типа диатремы (рис. 78). Основная масса вулканической постройки сложена базальтовыми туфами.

В щелочно-известковой серии лав выделяются лимбургитовые базанитоиды, базальтовые трахибазальты, трахиандезитовые базальты, трахиты, туфы трахитового и комендитового состава. Эта серия лав по сравнению с оливиновыми базальтами распространена в Прибайкалье очень незначительно. Более широким развитием эти породы пользуются в Южном Прибайкалье (Боргойская, Джидинская, Мухорталинская и частично Гусиноозерская впадины), они также встречаются в Восточном Саяне, Тункинской впадине, на Витимском плато и в хребте Хамар-Дабан.

В Восточном Саяне по рекам Арлык-Голу и Саган-Сару в разрезе базальтового покрова щелочно-известковые лавы лежат в нижней части его и переслаиваются с известково-щелочными оливиновыми базальтами. Переслаивание в третичных покровах известково-щелочных и щелочно-известковых лав свидетельствует о единстве генезиса лавовых потоков Восточного Саяна и Прибайкалья, образовавшихся путем следовавших друг за другом лавовых излияний. Туфы трахитового и комендитового состава известны только в Мухорталинской впадине, где они входят в единый комплекс трахиандезитовых базальтов и вулканических стекол.

В составе лимбургитовых базанитоидов, включающих небольшое количество лав, по структурным признакам можно выделить ряд: от бесстекловатых разновидностей с офитовой и пойкилоофитовой структурой до полностью гиалиновых типов.

В табл. 37 приводится минеральный состав лимбургитовых базанитоидов из арлыкгольского и сагансарского лавовых полей.

Базальтовые трахибазальты имеют более широкое распространение, чем все другие петрографические типы щелочно-известковой серии. Они распространены в Восточном Саяне (гора Урундучи, реки Тумусун и Боксон), Тункинской впадине (с. Зактуй, р. Иркут, Еловский отрог, Хамар-Дабане, Джидинской впадине, в устье р. Хилка, в бассейне р. Уды, на Витимском плоскогорье. Лавовые потоки базальтовых трахибазальтов переслаиваются или с оливиновыми базальтами (Восточный Саян, Тункинская впадина, Витимское плато), или с трахиандезитовыми базальтами (Джидинская впадина, устье р. Хилка).

По минеральному составу среди базальтовых трахибазальтов выделяются оливиновые, пироксеново-плагиоклазовые со щелочным полевым шпатом и биотитом и плагиоклазовые базальтовые трахибазальты.

Оливиновые базальтовые трахибазальты состоят из оливина (5,2—6,4%), плагиоклаза (22,7—53%), пироксена (13—21,1%), магнетита (3,1—4,2%), вулканического стекла (1,3—3,2%), палагонита и боулингита (4—14%), щелочного полевого шпата (до 3%), цеолитов (2—8,9%) и карбонатов (около 1%).

Пироксеново-плагиоклазовые базальтовые трахибазальты отличаются от вышеописанных тем, что в них отсутствует оливин; в порфирировых выделениях появляется плагиоклаз и моноклинный пироксен. Значительно больше в них щелочного полевого шпата, биотита и анальцима.

Плагиоклазовые трахибазальты встречаются только в их эффузивных частях лавовых потоков, сложенных в средних частях пироксеново-плагиоклазовыми базальтовыми трахибазальтами. Эти лавы имеют витропорфировую структуру с гиалиновым строением основной массы.

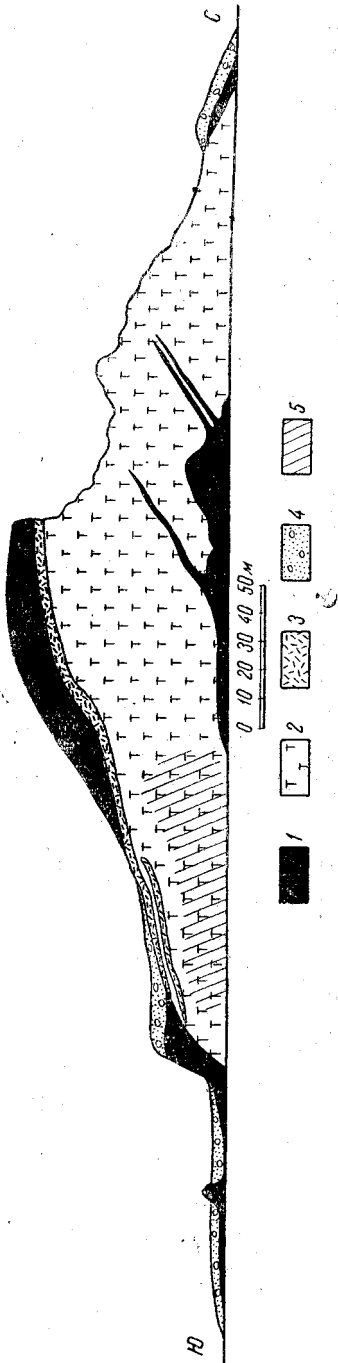


Рис. 78. Разрез конуса вулкана (Мондинская впадина) р. Хулугайша
1 — оловинный базальт; 2 — туфы зеленовато-желтые; 3 — туфы пепельно-серые с линзами базальтовых шлаков; 4 — аллювиальные отложения; 5 — рассланцованность в туфах

Таблица 37

Минеральный состав лимбургитовых базанитоидов
(содержание в %)

Минералы	№ анализа					
	1	2	3	4	5	6
Оливин	10,0	12,1	2,4	1,8	13,2	9,3
Плагиоклаз	38,8	35,5	31,2	14,7	41,1	29,9
Пироксен	36,1	36,1	8,8	1,7	35,4	39,3
Магнетит	4,2	5,2	2,2	—	6,0	8,8
Стекло	7,6	—	39,6	81,0	2,2	10,1
Палагонит, идингсит	1,0	5,8	15,8	0,8	—	—
Цеолиты	—	5,3	—	—	—	—
Карбонат	2,3	—	—	—	—	—

Трахиандезитовые базальты — это интереснейшие, резко порфирировые лавы, впервые были изучены в Боргойской, а затем описаны в Джидинской и Мухорталинской впадинах (Белов, 1956б). Трахиандезитовые базальты известны на Витимском плато — по р. Витиму ниже с. Романовки (Арсеньев, 1938).

Одной из характерных черт трахиандезитовых базальтовых лав Прибайкалья является их переслаивание с лавами оливиновых базальтов известково-щелочных и базальтовых трахиандезитов (Боргойская и Джидинская впадины). В Восточном Саяне и Тункинской системе впадин трахиандезитовые базальты неизвестны.

В Боргойской впадине серия трахиандезитовых базальтовых лав перекрывает юрско-меловой эффузивно-осадочный комплекс пород. На юго-восточном склоне хребта Дабхор под этими лавами погребена речная система, развитая на дислоцированных породах гусиноозерской серии. В погребенных долинах мощность лавового покрова достигает 120 м, на водоразделах она резко уменьшается, вплоть до полного выклинивания в верхних древних участках долин. Поля трахиандезитовых базальтовых лав нигде не выходят за современный контур Боргойской впадины. Покров лав сложен серийей потоков, число которых изменяется многими десятками. Мощность отдельных потоков незначительна (до 10 м). Среди трахиандезитовых лав очень редко присутствуют линзы, сложенные туфами. Основная масса лав сконцентрирована в центральной, наиболее прогнутой части Боргойской впадины.

В трахиандезитовых базальтовых лавах Джидинской впадины в выемках железной дороги Улан-Удэ — Наушки на 192—193 км встречается большое количество ксенолитов желтовато-серых, слабо сцементированных полимиктовых песчаников; иногда в них отмечаются обугленные отпечатки стеблей растений. В Мухорталинской впадине покров трахиандезитовых базальтовых лав залегает на размытой поверхности плутонов, сложенных щелочными мезозойскими гранитами.

По минеральному составу среди трахиандезитовых базальтов Прибайкалья выделяются трахиандезитовые базальты с оливином и титан-авгитом, плагиоклазово-пироксеновые с биотитом и плагиоклазовые трахиандезитовые базальты. Общими признаками для выделенных петрографических типов лав являются следующие: 1) присутствие цеолитов, главным образом анальцима, как в миндалинах, так и в основной полевошпатовой массе; 2) присутствие щелочного полевого шпата в виде каемок на плагиоклазах или чаще в виде самостоятельных кристаллов среди интерстиций плагиоклазов в основной микрокристаллической массе лав.

Минеральный состав полностью раскристаллизованных плагиоклазово-пироксеновых трахиандезитовых базальтов Прибайкалья приводится в табл. 38.

Таблица 38

Минеральный состав плагиоклазово-пироксеновых трахиандезитовых базальтов Прибайкалья
(содержание в %)

Минералы	№ анализа		
	1	2	3
Плагиоклаз	53,4	45,1	49,5
Пироксен	12,3	17,1	27,0
Щелочной полевой шпат	8,8	6,7	2,0
Анальцим	9,2	4,8	12,3
Натролит	5,7	5,7	—
Хлорофеит	4,8	11,7	—
Иддингсит	1,9	3,1	—
Рудный	3,3	5,5	9,2
Лейкоксен	0,9	0,3	—

Трахиты по сравнению с трахиандезитовыми базальтами пользуются незначительным распространением. Они описаны В. А. Обручевым (1914) в Тугнуйской впадине, хребтах Хамбинском, Цаган-Дабан и Цаган-Хунтей.

В Гусиноозерской впадине трахиты выступают в виде покрова небольшой мощности в 4,5—5 км к западу от пос. Тамчи. Здесь эта серия лав залегает на континентальных отложениях Гусиноозерской впадины и содержится в изобилии в виде галек в составе крупноглыбовых, слабо сцементированных шлейфовых конгломератов предгорий Хамбинского хребта (отложения террас верхнего комплекса). Покров лав наклонен под углом 8—10° в сторону Хамбинского хребта. Эти лавы состоят из фенокристов щелочного полевого шпата, изредка кислого плагиоклаза и опациitized биотита. Из аксессуарных встречаются рудные минералы и апатит.

Туфы щелочно-известковых лав были изучены из Мухорталинской впадины. Здесь встречены туфы трахитового и комендитового состава.

Туфы трахитового состава в районе месторождения вулканических стекол лежат на трахиандезитовых оливиновых базальтах. В составе туфов значительное место занимают угловатые зерна прозрачного щелочного полевого шпата — натриевого санидина. Редко отмечаются зерна плагиоклаза, микропертита. Встречаются округлой формы включения трахитов, трахиандезитовых базальтов, глинистых сланцев и карбонатных пород. Основная масса туфов сложена спекшимся светло-бурым пепловым и стекловатым материалом с микролитами щелочных полевых шпатов, чешуйками биотита и зернами рудного минерала.

Литоидные туфы комендитового состава в Мухорталинской впадине в районе месторождения вулканических стекол сохранились от размыва в виде пластообразных тел переменной мощности (10—20 м).

Четвертичные базальты в Прибайкалье имеют незначительное распространение, если не считать базальтовые поля Витимского плато, возраст которых еще не вполне ясен. Четвертичные вулканы известны в Тункинской впадине, в бассейне р. Джиды (падь Хурай-Цакир, реки Бартой, Дархунтуй, устье р. Джиды), в долине р. Чикоя и на Витимском плато.

Новейшие вулканические излияния в Тункинской впадине изучены подробно (Меглицкий, 1855; Кропоткин, 1867; Чекановский, 1874; Черский, 1875; Львов, 1924; Лодочников, 1941а; Флоренсов и Лоскутова, 1953; Лоскутова, 1961). Лавовое поле р. Джиды и вулкан в пади Хурай-Цакир впервые описал В. А. Обручев (1937), позднее А. П. Божинский (1941) и И. В. Белов (1958а). Лавовые поля и вулканы в долинах рек Бартоя и Дархинтуя, в устье р. Джиды и на р. Чикое (Большой Кумын) описаны И. В. Беловым (1958а, 1961). На Витимском плато вулкан Лопатина описан П. И. Преображенским (1913), вулканы Мушкетова и Обручева — А. П. Герасимовым (1905). В настоящее время здесь известно более 15 туфовых и спекшихся шлаковых вулканических конусов (Флоренсов и Калинина, 1955; Флоренсов, 1960а).

К сожалению, слабая изученность лавового Витимского плато пока препятствует выявлению его особенностей, условий образования лавовых полей и вулканов, а также петрологии лав. Все же наиболее юные шлаковые конусы в пределах этого лавового плато не связаны с его верхней поверхностью, а находятся в долинах, врезанных в толщу более древних лав или расположены в узких грабенообразных рвах длиной до 10 км (Флоренсов и Калинина, 1955; Флоренсов, 1960а). Вулканические конусы в Прибайкалье и на Витимском плато имеют различные, но, в общем, небольшие размеры; высота их колеблется от 40 до 125 м. Форма большинства вулканов куполообразная, вершина плоская или округлая; подошва их во всех случаях хорошо очерчена, а склоны довольно пологие.

Твердые продукты эксплозий в вулканических конусах представлены крупными бесформенными глыбами и обломками сильно пористого базальта, вулканическим песком, лапиллями, пеплом. Кроме этого, видимо, имели место и жидкие продукты эксплозий, так как среди вулканических бомб встречаются лепешкообразные, веретенообразные и скрученные формы; последние представляют собой вытянутые в одном направлении «канатики», которые, несомненно, выбрасывались в жидком состоянии.

Среди всего многообразия четвертичных и неогеновых лав Прибайкалья выделяются известково-щелочные лавы — оливиновые базальты и андезито-базальты и щелочно-известковые — лимбургитовые базанитоиды, базальтовые трахибазальты, трахиандезитовые базальты (натриевые шихлуниты), трахиандезиты и комендиты (их пемзы).

В наиболее молодых лавах долины р. Бартоя (левый приток р. Дархинтуя) в спумулитах и туфах вулканических конусов довольно часто встречаются ксенолиты ультраосновных пород (оливиниты), непохожие на ультраосновные породы палеозойского основания, которые выступают в пади Барун-Хобол на левобережье р. Дархинтуя. Они имеют неправильные, остроугольные очертания среди туфов и спумулитов вулканических конусов и овальные формы в раскристаллизованных шихлунитовых лавах Бартойского поля. Размеры ксенолитов колеблются от микроскопических до 5—15 см в поперечнике. Такие же ксенолиты оливинитов известны в лавах Витимского плато (Белов, 1961).

ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КАЙНОЗОЙСКОЙ ТРАХИБАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Лавы трахибазальтовой формации Прибайкалья в большинстве случаев содержат стекло или имеют очень тонкое микролитовое строение.

Таблица 39

Химический состав неогеновых известково-щелочных лав
Прибайкалья
(содержание в %)

Компоненты	№ анализа		
	1	2	3
SiO ₂	47,6	49,9	59,1
TiO ₂	2,2	2,4	2,5
Al ₂ O ₃	15,6	18,5	16,5
Fe ₂ O ₃	4,9	6,9	1,6
FeO	7,8	4,5	5,2
MnO	0,2	0,2	0,1
MgO	8,6	4,8	2,4
CaO	8,8	8,1	6,0
Na ₂ O	2,2	2,7	3,0
K ₂ O	1,3	1,7	3,6
P ₂ O ₅	0,8	0,8	—
Сумма	100,0	100,0	100,0

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Коэффициенты	№ анализа		
	1	2	3
<i>a</i>	6,7	8,9	12,0
<i>c</i>	7,1	8,7	5,2
<i>b</i>	30,4	21,2	12,7
<i>s</i>	55,8	61,2	70,1
<i>m'</i>	48	40	32
<i>f'</i>	40	51	51
<i>c'</i>	12	9	17
<i>n</i>	72	71	56
<i>Q</i>	-9	-4	+11
<i>a:c</i>	0,9	1,0	2,3
Класс	5	4	3
Группа	19	15	9

1 — оливиновые базальты Прибайкалья (среднее из 40 анализов); 2 — андезитобазальты Прибайкалья (среднее из 7 анализов); 3 — андезиты Прибайкалья (среднее из 3 анализов).

В настоящее время имеется 240 химических анализов, лав и горных пород вулканической фации трахибазальтовой формации Прибайкалья (табл. 39—42). Кайнозойские магматические породы (лавы) по химическому составу можно отнести в зависимости от содержания в них щелочей и цветных компонентов к двум сериям — известково-щелочной и щелочно-известковой и выделить в особую группу субвулканическую фацию горных пород. Для отдельных петрографических типов лав и пород субвулканической фации были вычислены их средние химические типы, характерные, видимо, только для описываемой трахибазальтовой формации; ими вполне можно пользоваться для определения пород трахибазальтовых формаций, исключив устаревшие средние составы по Дэли.

Таблица 40

Химический состав неогеновых щелочно-известковых лав Прибайкалья
(содержание в %)

Компоненты	№ анализа				
	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,7	46,7	51,3	62,9	74,1
TiO ₂	2,4	2,1	2,3	0,9	0,1
Al ₂ O ₃	14,1	16,3	17,9	17,4	12,6
Fe ₂ O ₃	5,7	4,6	7,3	3,9	2,3
FeO	8,5	7,1	2,6	1,2	0,9
MgO	8,9	7,1	3,3	0,9	0,2
CaO	9,4	8,3	6,8	2,1	0,6
MnO	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
Na ₂ O	3,2	4,1	4,5	4,9	2,8
K ₂ O	1,6	2,1	2,8	5,4	6,2
P ₂ O ₅	0,3	0,5	1,1	0,2	0,1
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Коэффициенты	№ анализа				
	4	5	6	7	8
<i>a</i>	9,1	12,0	14,5	18,7	15,0
<i>c</i>	4,6	4,7	5,2	4,4	0,4
<i>b</i>	34,0	28,0	18,2	6,2	3,4
<i>s</i>	52,3	55,3	62,1	72,7	81,2
<i>m'</i>	48	44	32	25	10
<i>f'</i>	37	38	49	72	79
<i>c'</i>	15	18	19	3	<i>a'</i> = 11
<i>n</i>	75	75	71	59	40
<i>Q</i>	-18	-18	-10	+1	+32
<i>a : c</i>	2,0	2,6	2,8	4,2	37,0
Класс	6	6	5	4	2
Группа	22	22	18	13	3

4 — лимбургитовые базанитоиды (среднее из 11 анализов); 5 — базальтовые трахибазальты (среднее из 11 анализов); 6 — трахиандезитовые базальты (среднее из 18 анализов); 7 — трахиты (среднее из 6 анализов); 8 — туфы комендитового состава (среднее из 5 анализов).

Для получения вариационных линий и графического их изображения были вычислены из средних данных петрохимические коэффициенты по системе А. Н. Заварицкого. В табл. 39—42 приводятся средние химические составы и петрохимические коэффициенты серий лав трахибазальтовой кайнозойской формации. Из данных этих таблиц и рис. 79 видно серийное распределение отдельных комплексов лав трахибазальтовой формации Прибайкалья, причем все серии пород этой формации на плоскости *ASB* лежат правее типичных известково-щелочных серий лав Камчатско-Курильской и Японской островных дуг Тихого океана; на плоскости *CSB* вариационные линии также сдвинуты вправо к оси *SB*. Это резкое отличие от тихоокеанских пород островных дуг (андезито-базальтовая линия), типичными среди которых являются лавы Камчатско-Курильской и Японской вулканических зон.

связано с различными условиями и главным образом с разными глубинами формирования первичных магматических очагов, из магмы которых возник в верхнем структурном ярусе земной коры весь комплекс магматических пород Прибайкалья, Восточной и Центральной Азии.

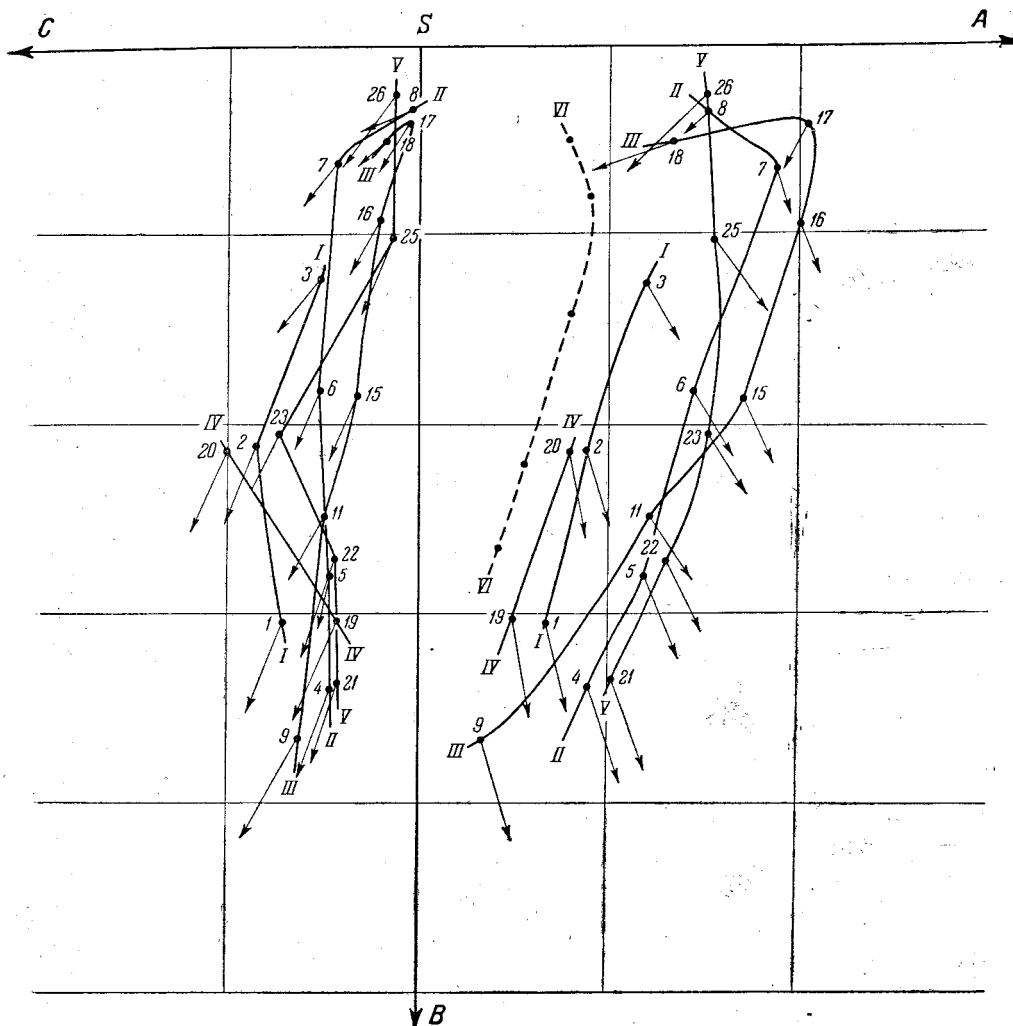


Рис. 79. Петрохимическая диаграмма кайнозойской трахибазальтовой формации Прибайкалья

I — неогеновые лавы (известково-щелочная серия, № 1—3); II — то же (щелочно-известковая серия, № 4—8); III — породы субвулканической фации (щелочно-известковая серия, № 9—18); IV — четвертичные лавы (известково-щелочная серия, № 19—20); V — то же (щелочно-известковая серия, № 21—26); VI — лавы Камчатско-Курильской островной дуги

Из данных табл. 39—42 видно, что кайнозойские магматические породы (лавы) Прибайкалья по химическому составу относятся к известково-щелочной и щелочно-известковой сериям. Это справедливо как для неогеновых и четвертичных лав, так и для пород субвулканической фации.

Известково-щелочная серия оливинового базальта является типичной серией лав Прибайкалья и представлена оливиновыми и пироксе-

Таблица 41

**Химический состав щелочно-известковых пород
субвулканической фации Прибайкалья
(содержание в %)**

Компоненты	№ анализа									
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	44,5	44,7	48,3	49,1	49,8	50,2	50,6	59,5	67,5	73,8
TiO ₂	2,7	2,8	2,4	2,2	2,1	2,3	2,3	1,1	0,7	0,2
Al ₂ O ₃	13,9	13,7	16,6	17,5	17,9	18,5	18,5	17,9	16,4	14,6
Fe ₂ O ₃	5,8	4,8	5,4	4,1	3,6	3,3	3,5	3,8	1,8	0,9
FeO	7,9	9,7	6,9	4,6	6,3	6,4	5,8	2,4	1,3	0,8
MgO	11,4	9,7	4,7	4,5	5,3	4,2	3,8	1,5	0,4	0,4
CaO	10,0	9,2	8,2	8,2	6,4	7,0	6,1	2,6	0,3	1,1
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Na ₂ O	1,6	3,1	4,0	3,6	4,8	4,2	5,0	5,6	5,6	3,3
K ₂ O	1,4	1,3	2,6	2,3	2,8	2,9	3,4	5,3	5,8	4,7
P ₂ O ₅	0,6	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,9	0,2	0,1	0,2
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Коэффициенты	№ анализа									
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>a</i>	5,4	8,5	12,2	11,5	14,7	14,0	17,1	20,0	20,2	13,4
<i>c</i>	6,2	4,6	5,0	6,4	4,8	5,4	3,2	2,1	0,5	1,8
<i>b</i>	36,9	35,3	24,8	22,6	21,5	20,0	18,5	9,2	3,9	4,8
<i>s</i>	51,5	51,6	58,0	59,5	59,0	60,6	61,2	68,7	75,4	80,0
<i>m'</i>	52	45	33	36	43	47	35	28	28	14
<i>f'</i>	33	37	45	47	43	48	48	61	59	32
<i>c'</i>	15	18	22	17	14	15	17	11	—	—
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	13	54
<i>n</i>	63	80	70	70	72	66	72	60	60	51
<i>Q</i>	—15	—19	—13	—11	—16	—12	—15	—5	+10	+12
<i>a:c</i>	0,9	1,9	2,4	2,0	3,0	2,6	5,3	10,0	40,0	7,4
Класс	6	6	5	5	6	5	5	4	3	2
Группа	23	22	18	18	22	18	18	12	7	3

9 — авгиты, Прибайкалье (среднее из 3 анализов); 10 — лимбургиты, Прибайкалье (среднее из 5 анализов); 11 — оливиновые трахидолериты, Прибайкалье (среднее из 6 анализов); 12 — эссекиты, Прибайкалье (среднее из 11 анализов); 13 — кринаниты, Прибайкалье (среднее из 8 анализов); 14 — трахандезитовые долериты, Прибайкалье (среднее из 8 анализов); 15 — глеммуириты, Прибайкалье (среднее из 10 анализов); 16 — пуласкиты, Прибайкалье (среднее из 5 анализов); 17 — бостониты, Прибайкалье (среднее из 9 анализов); 18 — стекла вулканические, Прибайкалье (среднее из 23 анализов).

новыми базальтами, пироксеново-плагиоклазовыми базальтами, иногда с небольшим количеством оливина и андезито-базальтами, в небольшом количестве пироксеновыми и плагиоклазовыми андезитами, дацитами и липаритами. К этой же серии известково-щелочных лав по химическому составу и минеральным особенностям относятся породы субвулканической фации — оливиновые, пироксеновые и плагиоклазовые долериты.

Щелочно-известковая серия лимбургитовых базанитоидов — комендитов Прибайкалья представлена распространенным типом лав, пере-

Таблица 42

**Химический состав известково-щелочных и щелочно-известковых
четвертичных лав Прибайкалья
(содержание в %).**

Компоненты	№ анализа							
	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	46,8	49,4	45,1	47,4	46,3	42,9	65,0	74,1
TiO ₂	2,4	1,9	2,5	2,4	1,4	0,3	0,6	—
Al ₂ O ₃	16,3	18,8	14,5	16,5	21,0	3,5	14,9	14,3
Fe ₂ O ₃	6,8	8,0	5,9	4,3	6,6	2,7	2,3	0,4
FeO	5,9	3,4	8,1	7,5	3,5	7,9	0,9	0,7
MgO	8,9	5,4	8,8	6,5	4,0	38,6	1,9	0,6
CaO	9,5	8,8	9,2	7,9	8,6	3,2	5,2	1,3
MnO	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	—
Na ₂ O	1,7	2,1	3,7	4,4	3,7	0,7	4,3	3,9
K ₂ O	0,9	1,6	1,5	2,3	4,2	—	4,7	4,7
P ₂ O ₅	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6	—	0,1	—
Сумма . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Коэффициенты	№ анализа							
	19	20	21	22	23	24	25	26
<i>a</i>	5,1	8,0	10,1	13,0	15,2	1,1	15,4	15,0
<i>c</i>	8,6	10,0	4,3	4,3	7,3	0,1	1,5	1,5
<i>b</i>	30,3	21,4	33,6	27,0	20,4	59,4	10,1	2,6
<i>s</i>	56,0	60,6	52,0	55,7	57,1	39,4	73,0	80,9
<i>m'</i>	51	44	46	40	34	83	42	18
<i>f'</i>	39	48	36	40	46	12	27	41
<i>c'</i>	10	8	18	20	20	5	31	—
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	41
<i>n</i>	73	62	80	75	57	100	57	60
<i>Q</i>	-6	-5	-20	-19	-23	-23	+14	+30
<i>a : c</i>	0,6	0,8	2,4	3,0	2,1	11,0	10,0	10,0
Класс	6	5	6	6	6	6	3	2
Группа	23	19	22	22	22	20	8	3

19 — оливиновый базальт (среднее из 7 анализов); 20 — андезито-базальт (среднее из 3 анализов); 21 — лимбургитовый базанитоид (среднее из 12 анализов); 22 — базальтовый трахибазальт (среднее из 19 анализов); 23 — трахиандезитовый базальт (среднее из 4 анализов); 24 — оливинит — ксенолит (среднее из 3 анализов); 25 — пемза, Таловский вулкан, Тункинская впадина; 26 — пемза, вулкан Хурай-Цакир, р. Джида.

слагающихся в отдельных выходах с лавами известково-щелочной серии. В особенно тесной ассоциации они находятся с лавами оливиновых базальтов и андезито-базальтов. В эту серию входят лимбургитовые базанитоиды, трахибазальты базальтовые, трахиандезитовые базальты, трахиты и комендиты. Наиболее широко распространены в этой серии первые три группы лав; трахиты и комендиты являются весьма редкими породами. В эту серию щелочно-известковых лав входят разнообразные петрографические типы пород субвулканической фации Прибайкалья, а именно: авгититы, лимбургиты, мончикиты, оливиновые трахидолериты, кринаниты, эссекситы, трахиандезитовые долериты,

тленмуириты, пуласкиты, бостониты и вулканические стекла комендитового состава.

На петрохимической диаграмме (рис. 79) вариационная кривая щелочно-известковых пород субвулканической фации Прибайкалья на плоскости *ASB* и *CSB* в меланократовой ветви совпадает со щелочно-известковой серией лав этого района. Лейкократовая ветвь описываемых пород от гленмуиритов, пуласкитов и бостонитов еще больше обогащена щелочами, и фигуративные точки пород расположены значительно правее щелочно-известковой лавовой серии. В верхней части диаграммы вариационная кривая пород субвулканической фации резко поворачивает в сторону эвтектики кварц — щелочной полевошпат. На плоскости *CSB* проекции описываемых двух кривых почти совпадают.

Таким образом, изменение химического состава магматических расплавов-растворов в процессе становления горных пород трахибазальтовой формации было сложно и различно для отдельных очень небольших по объему магматических очагов оливин-базальтовой (известково-щелочной) магмы, расположенных в тонкой пленке земной коры. При этом, как было эмпирически доказано (Белов, 1961), здесь возникают разнообразные серии горных пород, изменяющиеся от резко выраженных известково-щелочных через щелочно-известковые до существенно щелочных миекидового типа и от голо- и меланократовых до лейкократовых образований. Изменение химических составов и минералогических особенностей пород отмечается как в покровной (лавовой), так и в субвулканической фациях.

Тесная ассоциация кайнозойских пород, различных по минеральному и химическому составу, но принадлежащих к сопряженным сериям дифференциации, ведущим соответственно к липаритовой, комендитовой (через трахиты и бостониты) и нефелин-полевошпатовый эвтектикам, представляет обычное явление и имеет место в громадном большинстве основных формаций, содержащих щелочные лавы. Трахибазальтовая кайнозойская формация Прибайкалья и лавовые поля Восточной и Центральной Азии в этом отношении не представляют исключения, в них оказываются представленными породы всех трех серий дифференциации (Белов, 1961).

ОБЩАЯ СХЕМА МАГМАТИЗМА БУРЯТИИ

При обзоре магматизма Бурятии видно, что местные схемы развития эффузивного и интрузивного вулканизма трудно сопоставимы друг с другом и имеется еще много спорных, нерешенных проблем возрастных соотношений магматических комплексов. Многие исследователи подходили к этому вопросу с разных позиций, отражающих их взгляды на развитие структуры Саяно-Байкальской горной области. Однако, несмотря на существующие противоречия, изложенный фактический материал показывает, что развитие магматизма во времени и пространстве протекало в определенной зависимости от стадий тектонического развития Саяно-Байкальской горной области.

На территории Бурятии выделяются архейские, протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские магматические комплексы (табл. 43). При этом, однако, отмечается неравномерность проявлений магматизма. Например, в Западном Забайкалье (бассейны рек Джиды, Селенги, верхнего течения Витима), прошедшем особенно сложный путь геологического развития, известны магмопроявления от архейских до кайнозойских; в других районах обычно присутствуют лишь древние комплексы (архейские, протерозойские и раннепалеозойские). Последние характерны почти для всей рассматриваемой территории, тогда как

Схема магматизма на

Возраст	Восточный Саян и Южное Прибайкалье		Юго-Западное и Западное Забай
	Эффузивные породы	Интрузивные породы	Эффузивные породы
Кайнозойский	Оливиновые базальты, андезит-базальты, андезиты, трахибазальты	<i>Субвулканическая фация:</i> лимбургитовые долериты, оливиновые долериты, лимбургиты, авгититы, трахи-долериты, кампто-ниты и др.	Оливиновые базальты, андезито-базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты
Мел—юра	?	?	Трахиты, ортофиры, фельзиты, риолиты, кварцевые порфиры эгитинской свиты Трахиандезиты, трахиты, ортофиры хилокской свиты Андезито-базальты Игнимбриды, порфириты, андезиты, андезитовые и базальтовые лавы, диабазы удинской и тугнуйской свит
Триас—нижняя юра	?	?	Ортофиры, кератофиры, фельзиты, сиенит-порфиры, трахиандезиты цаганхунтейской свиты Диабазы, диабазовые порфиры, мелафиры, порфириты петропавловской свиты Фельзиты, фельзит-порфиры, различные порфириты тамирской свиты
Верхний палеозой—триас	?	?	Фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, порфириты, диабазы, диабазовые и диоритовые порфириты боргойской толщи
Палеозой	Фельзиты, фельзит-порфиры и ортофиры, порфириты илейской толщи Кварцевые порфиры, ортофиры, кератофиры, порфириты сархойской свиты	Нефелиновые сиениты ботогольского комплекса Щелочные граниты и сиениты Граниты, сиениты, диориты сархойского (огнитского) комплекса Габбро, диабазы, пироксениты, перидотиты и серпентиниты боксонского комплекса	<i>Спидито-кератофировая формация:</i> диабазы, спилиты, порфириты, кератофиры, кварцевые кератофиры, фельзиты в составе олдындинской, химгильдинской и хохюртовской свит

Таблица 43

территории Бурятской АССР

калье, Витимское плоскогорье	Северо-Байкальское нагорье, Средне-Витимская горная страна, Северное Прибайкалье	
Интрузивные породы	Эффузивные породы	Интрузивные породы
<p><i>Субвулканическая фация:</i> трахидолериты, долериты, кринаниты, тешениты, эссекситы, пуласкиты, комендиты, вулканические стекла</p>	<p>Оливиновые базальты, трахиандезитовые базальты и андезито-базальты (хр. Удакан)</p>	<p>—</p>
<p>Дайки, штоки микросиенитов, сиенит-порфиоров, ортофиоров, сиенитдиоритов, спессартитов, одинитов, реже микродиоритов, кварцевых порфиоров, фельзитов, гранит-порфиоров хурае-байбинского комплекса Диабазы, трахидолериты Ийолиты, уртиты, нефелиновые сиениты, пироксениты, карбонатиты сайжинского комплекса</p>	<p>—</p>	<p>—</p>
<p>Щелочные граниты и сиениты малокуналейского комплекса Граниты, сиениты, гранодиориты кудунского и гуджирского комплексов Сиениты и граносиениты, биотитовые граниты, гранодиориты гегетуйского комплекса Биотитовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты ичетуйского и бичурского (булуктайского и хуртугинского) комплексов</p>	<p>—</p>	<p>—</p>
<p>?</p>	<p>—</p>	<p>—</p>
<p>Аляскиты, биотитовые граниты, гранодиориты, монзониты, сиениты, диориты и нефелиновые сиениты джидинского (витимканского) комплекса Габброиды: габбро, габбро-нориты, троктолиты, габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты бирамьинского комплекса Гипербазиты: серпентиниты, пироксениты, габбро-пироксениты, габбро цакирского (атарханского) комплекса</p>	<p>?</p>	<p>Граниты, граносиениты, сиениты, субщелочные и щелочные граниты и сиениты, монзониты, гранодиориты, нефелиновые сиениты кункудеро-мамаканского (витимканского) комплекса Габброиды: габбро-диориты, габбро, диориты бирамьинского комплекса</p>

Возраст	Восточный Саян и Южное Прибайкалье		Юго-Западное и Западное Забай
	Эффузивные породы	Интрузивные породы	Эффузивные породы
Верхний протерозой	Порфириты, метадиабазы, кварцевые порфиры и альбитофиры уртагольской и окинской свит	Биотитовые граниты, гранодиориты, диориты, плагиограниты, сиениты саянского, мункусардыкского и хамардабанского комплексов Габброиды: габбро, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты урдаокинского комплекса Гипербазиты: серпентиниты, перидотиты, гарцбургиты, дуниты ослинского комплекса	<i>Диабаз-порфировая формация:</i> диабазы, порфириты, порфиры и альбитофиры в составе няндонинской, суванихинской и уколкитской свит
Средний протерозой	—	—	—
Нижний протерозой	?	Двуслюдяные биотитовые гнейсограниты и граниты (туранский комплекс в Хамар-Дабане)	?
Архей	Амфиболиты	Пегматиты, аляскиты и ортогнейсы (гнейсограниты), ортоамфиболиты	?

Продолжение табл. 43

калье, Витимское плоскогорье	Северо-Байкальское нагорье, Средне-Витимская горная страна, Северное Прибайкалье	
Интрузивные породы	Эффузивные породы	Интрузивные породы
<p>Двуслюдяные пегматоидные граниты, порфиоровидные и равномерно-зернистые граниты, гранодиориты и диориты баргузинского и заганского комплексов</p> <p>Порфиры и гранит-порфиры катерского комплекса</p> <p>Габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, габбро-диабазы, монзониты и диориты икатского комплекса</p>	?	<p>Биотитовые и двуслюдяные граниты и пегматиты мамско-оронского комплекса</p> <p>Перидотиты, оливиниты, нориты, троктолиты, габбро-диабазы, диориты довыренского комплекса</p>
—	<p>Кварцсодержащие порфиры, кварцевые порфиры, ортофиры, порфириты акитканской и падринской серий</p> <p>Диабазы, спилиты, порфириты и альбитофиры синьской серии</p>	<p>Гранит-порфиры, гранодиориты и нордмаркиты, граниты и граносиениты, гранит- и сиенит-порфиры ирельского комплекса</p> <p>Порфиры и граниты, кварцевые монзониты, гранодиориты, граносиениты и кварцевые диориты витимского комплекса</p>
<p>Лейкократовые граниты и гнейсограниты муйского комплекса (Витимское плоскогорье и Морской хребет)</p>	<p><i>Спилито-кератофировая формация:</i></p> <p>диабазы, спилиты, кератофиры, альбитофиры муйской серии</p>	<p>Двуслюдяные гнейсограниты, пегматиты и аплиты (куандинский комплекс)</p> <p>Плаггиограниты, двуслюдяные граниты и гнейсограниты, кварцевые диориты, габбро-диориты муйского комплекса</p> <p>Гипербазиты и метабазиты муйского комплекса</p> <p>Серпентиниты, гарцбургиты, дуниты, верлиты и пироксениты</p> <p>Габбро-диабазы, габбро-нориты, диабазовые порфириты, гранофиры, диоритовые порфириты</p>
?	Амфиболиты ?	<p>Аляскитовые гнейсограниты и пегматиты</p> <p>Метабазиты</p>

более поздние — мезозойские — развиты преимущественно в Западном и Центральном Забайкалье, а кайнозойская базальтоидная формация — в Западном Забайкалье, Хамар-Дабане и Восточном Саяне.

В развитии домезозойского магматизма отмечаются определенные закономерности, свойственные нормальной эволюции геосинклинальных зон вообще, т. е. в каждом тектоно-магматическом цикле намечается последовательный ряд формаций от ультраосновных к основным и кислым. При этом наряду с интрузиями широко развиты различные эффузии и пирокласты, входящие в состав соответствующих возрастных седиментационных комплексов (см. табл. 43).

В архее известны, по-видимому, ранние (ортоамфиболиты и мета-базиты) и более поздние по времени образования (аляскиты). Они остались лишь в редких жестких глыбах, сохранившихся в более поздних складчатых структурах (Хамар-Дабан, Сердне-Витимская горная страна и др.). Среди нижнепротерозойских магматических проявлений ясно намечаются этапы эвгеосинклинального развития: в начальной стадии происходит формирование спилито-кератофировой формации, а затем гипербазитов; позднее внедряются базиты и граниты (Средне-Витимская горная страна). В других частях Бурятии в нижнем протерозое известны главным образом проявления кислой магмы.

Весьма своеобразен магматизм среднего протерозоя. Он развит локально — в Средне-Витимской горной стране и Северном Прибайкалье — и относится по всем признакам к геоантиклинальному периоду развития области. Здесь преобладают производные кислой магмы как в эффузивной, так и в интрузивной фации.

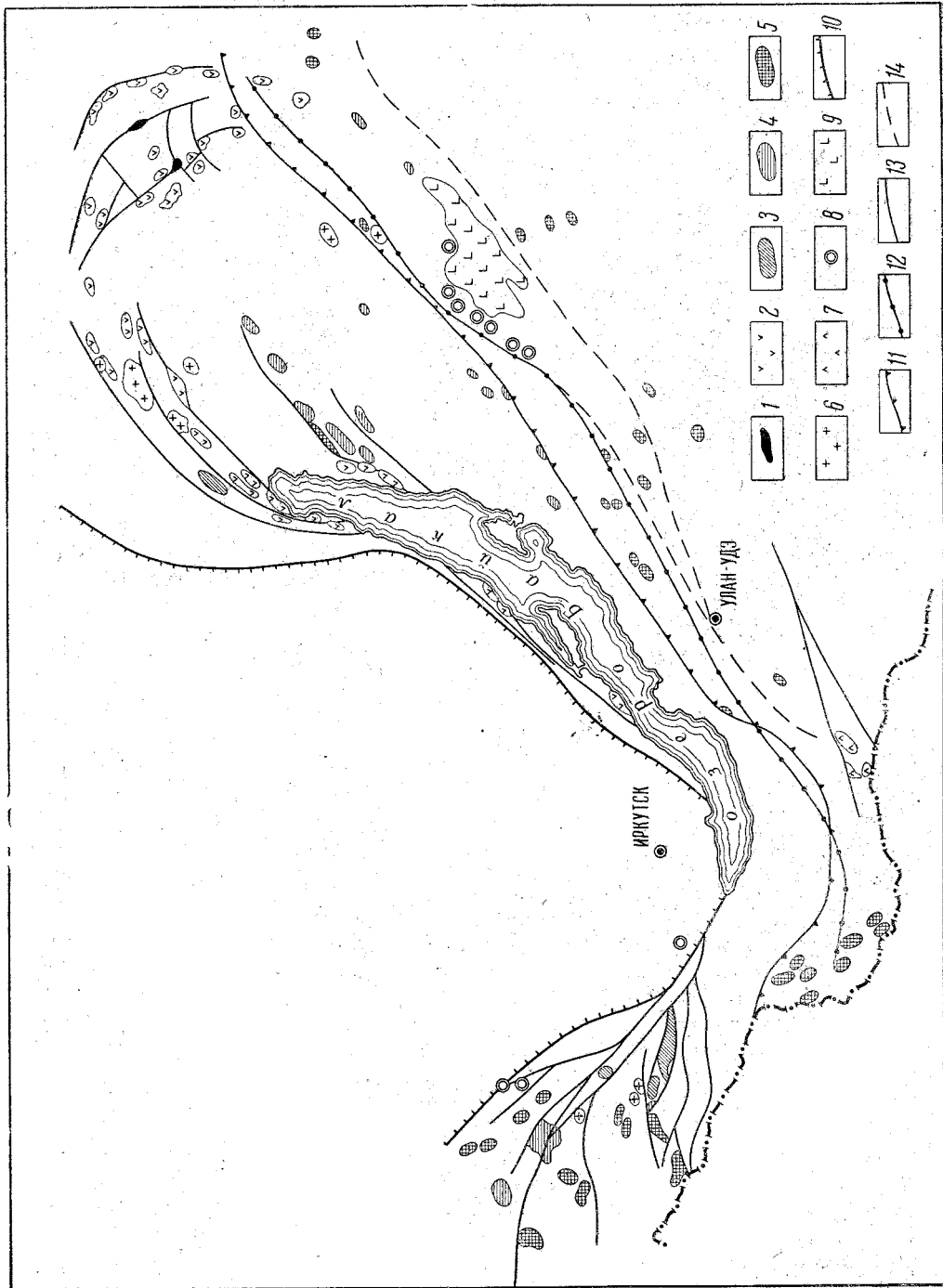
Наиболее широкое распространение имеет магматизм верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. В том и другом случае магматический цикл начинается со спилито-кератофировой формации, затем внедряются гипербазиты и базиты и завершается цикл мощными интрузиями кислой магмы. К нижнему палеозою, вероятно, относится развитие последнего по времени геосинклинального магматизма. Вместе с тем нет единого мнения о проявлении на территории Бурятии средне- и верхнепалеозойского магматизма. Во всяком случае последний нигде уверенно не выделен, а область его возможного распространения вряд ли выйдет за пределы юго-восточных районов Бурятии. Выявление средне- и верхнепалеозойского магматизма, а также определение его структурной позиции является одной из серьезных проблем, требующих разрешения в ближайшем будущем.

Анализ развития домезозойского магматизма указывает на интересную закономерность проявления ультраосновной и основной магмы. Эта пространственная закономерность подчиняется определенной линейности, связанной с историей развития геологических структур Саяно-Байкальской горной области и краевой (переходной) части Сибирской платформы (рис. 80). Решающую роль в размещении ультраосновной, основной и щелочной магмы, по С. В. Обручеву и С. М. Замараеву, сыграла система глубинного краевого шва Сибирской платформы, а также отходящие от него в глубь складчатой области оперяющие разломы. Эти структуры контролировали размещение наиболее ранней протерозойской спилито-кератофировой формации, а также гипербазитов и базитов Прибайкалья, Северо-Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны. В среднем протерозое хотя и неизвестны проявления ультраосновной и основной магмы, но пояс прибайкальских эффузивов и тесно связанный с ними ирельский интрузивный комплекс гранитоидов целиком подчинены тому же краевому шву.

К тем же глубинным разломам приурочены выходы верхнепротерозойских и в меньшей мере раннекаледонских гипербазитов и бази-

Рис. 80. Схема размещения ультраосновных, основных и щелочных интрузивных комплексов Саяно-Байкальской горной области. Составил П. М. Хренов, 1962 г.

Нижний протерозой: 1—типербазиты; 2—габброиды. Верхний протерозой: 3—типербазиты; 4—габброиды. Нижний палеозой: 5—типербазиты и базиты; 6—нефелиновые сyenиты; 7—щелочные сyenиты; 8—щелочные габброиды и карбонатиты. Кайнозой: 9—трахибазальтовая формация Витимского плоскогорья; 10—краевой шов Сибирской платформы (показанный главным образом по геофизическим данным); 11—северная граница раннекаледонской эвгеосинклинали; 12—северная граница мезозойской активизации (распространения нижнемиоценовых вулканогенных тош); 13—главнейшие системы глубинных разломов; 14—предполагаемые разломы



тов. При этом в едином Саяно-Байкальском поясе гипербазитов и базитов отчетливо различаются Восточно-Саянская и Байкальская ветви. Байкальская ветвь, имеющая в плане вид выпуклой к северу дуги (см. рис. 80), протягивается от Южного Приольхонья через бассейны Тьи и верхнего течения Мамы к Среднему Витиму, где южнее р. Муи она срезается раннекаледонской складчатой зоной. Внутри этой дуги намечается Намаминская зона глубинного оперяющего разлома, в которой известны нижнепротерозойские, верхнепротерозойские и раннекаледонские габброиды.

Строение Саянской ветви краевого шва и связанных с ним оперяющих глубинных разломов более сложно и менее изучено. Здесь ясно вырисовывается наиболее южная субширотная Китойско-Окинская зона, в которой известны крупные выходы гипербазитов ильчирского (Pt_3) и боксонского (St_1) интрузивных комплексов. К северо-западу от нее выделяется несколько кулисообразно отходящих систем глубинных разломов, к которым приурочены преимущественно плутоны габброидов верхнепротерозойского и кембрийского возраста.

Эта унаследованность размещения разновозрастной ультраосновной и основной магмы в единой системе глубинных разломов была предопределена заложением и длительным развитием краевого шва и оперяющих его глубинных разломов в земной коре Прибайкалья на стыке двух тектонических структур — Сибирской платформы и Саяно-Байкальской геосинклинальной области. Этот гипербазитовый пояс через Восточно-Саянскую ветвь смыкается с Алтае-Саянским нижнепалеозойским гипербазитовым поясом (Пинус, 1960).

Вместе с тем присутствие в единой региональной структуре разновозрастных гипербазитов и базитов, как это нередко указывается для Саяно-Байкальского пояса, не может быть принято безоговорочно, хотя подобных примеров совместного залегания комплексов довольно много. В Китойско-Окинской зоне верхнепротерозойские¹ гипербазиты ильчирского комплекса залегают в одной структуре с гипербазитами и базитами боксонского комплекса, относимого к нижнему кембрию. В Намаминской зоне выделены ниже- и верхнепротерозойские и раннекаледонские основные породы, которые почти не отличаются друг от друга ни по минеральному, ни по петрохимическим особенностям. Раннекаледонские габброиды здесь были установлены лишь после того, как для части массивов П. Ч. Шобогоров, А. В. Колесников, З. М. Анисимова доказали их соотношения с фаунистически охарактеризованными толщами нижнего кембрия. Другие массивы в этой зоне не имеют ясных контактов с указанными толщами, поэтому условно считаются более древними — протерозойскими. Вполне возможно, что недостаточная изученность этих комплексов, трудности, встречающиеся в определении их возраста (часто неясны их соотношения с немymi и также иногда не определенными по возрасту слоистыми толщами), заставили искусственно расчлнить единые по времени формирования интрузивные формации ультраосновных и основных пород.

В раннекаледонской эвгеосинклинальной области Западного и Юго-Западного Забайкалья (см. рис. 80) в размещении ультраосновных и основных магм нет ясной связи с линейно вытянутыми зонами, хотя к наиболее прогнутым геосинклинальным трогам (бассейны рек Джиды и Уды) приурочены излияния лав спилито-кератофировой формации и внедрения гипербазитов. Следовательно, изучение закономерностей размещения офиолитовых интрузий в разных структурно-фациальных зонах Саяно-Байкальской горной области является одной из

¹ Многие исследователи относят ильчирский комплекс к раннему палеозою.

важнейших проблем геологии Восточной Сибири, разрешение которой позволит более обоснованно подходить к анализу развития структуры земной коры в Прибайкалье, а также более правильно определить перспективы этого района по специфическому комплексу полезных ископаемых (никель, кобальт, титан и др.).

Не менее интересной и важной является проблема размещения щелочных интрузий в геологических структурах рассматриваемой территории. Юг Восточной Сибири и в том числе территория Бурятии изобилуют выходами разновозрастных щелочных, кислых и основных пород. Известные щелочные интрузии приурочены к двум линейно вытянутым полосам: первая совпадает с краевым Саяно-Байкальским поясом офиолитов, а вторая располагается в Западном Забайкалье вблизи северной границы области мезозойской активизации (см. рис. 80).

Среди щелочных комплексов выделяются два генетических ряда: один связан со щелочными гранитоидами, второй — со щелочной оливин-базальтовой магмой. Интрузии первого ряда образуют крупные плутоны, состоящие из щелочных нефелиновых сиенитов, приуроченных к системе глубинных разломов, вытянутых на многие сотни километров (Северное Прибайкалье, Восточный Саян). Наиболее типичными представителями этой группы пород являются Лево-Мамский (Сыннырский) и Бурпалинский плутоны (Дитмар, Жидков) Байкало-Патомского нагорья и Ботогольский массив нефелиновых и щелочных сиенитов (Солоненко и др., 1947а) Восточного Саяна, заслуживающих выделения в самостоятельный интрузивный комплекс. Во внутренней части Байкальской горной области нефелиновые сиениты гранитоидного ряда известны в северной части Витимского плоскогорья (бассейн р. Ципы) и в Боргойском хребте.

Другое семейство щелочных пород связано с основной оливин-базальтовой магмой. Эти породы были впервые выделены и изучены А. А. Коневым (1958а, 1960б, 1962) в пределах Витимского плоскогорья. Здесь известен ряд небольших по площади массивов (Сайжинский, Гулхенский, Амалатский, Сайжеконский, Нижне-Бурульзайский, Верхне-Бурульзайский, Инолотинский, Тучинский), состоящих из следующих петрографических ассоциаций: ультраосновные и основные породы, карбонатиты, ийолиты, нефелиновые сиениты; ультраосновные и основные породы, ийолиты; ийолиты и нефелиновые сиениты; нефелиновые сиениты и др. Между указанными ассоциациями наблюдаются тесная связь и постепенные переходы. Характерной особенностью этого комплекса, который предлагается назвать сайжинским, является тесная пространственная и генетическая связь щелочных (преимущественно нефелин-пироксеновых) пород уртит-якупирангитового ряда и нефелиновых сиенитов с ультраосновными и основными породами, а иногда и с карбонатитами (Конев, 1962).

В Присаянье (Иркутская область) аналогами сайжинского комплекса являются породы белозиминского комплекса (Огородников, Пожарицкая) и перовскитовые пироксениты Больше-Жидойского массива в бассейне Китоя (Конев, 1960а).

О возрасте и тектонической позиции рассматриваемых щелочных пород нет единого мнения, что в значительной мере объясняется недостаточностью определений абсолютного возраста и размещением большинства выходов их в областях развития древних, преимущественно докембрийских или нижнепалеозойских осадочных толщ. Верхние пределы возраста этих образований весьма велики — от кембрия до неогена. Известно, что плутон Бурпала в Северо-Байкальском нагорье прорывает холоднинскую свиту нижнего кембрия, а группа массивов

нефелиновых сиенитов бассейна нижнего течения р. Джиды залегает в боргойской вулканогенно-осадочной толще, возраст которой может быть не древнее перми и не моложе средней юры. Массивы пород сайжинского и белозиминского комплексов прорывают лишь верхне-протерозойские и кембрийские толщи. Некоторые исследователи находят генетические и возрастные связи между щелочными породами гранитоидного и основного ряда и относят их к мезо-кайнозою (Белов, 1957б; Конев, 1962), связывая их возникновение с процессами аркогенеза. Другие считают, что щелочные сиениты Северо-Байкальского нагорья и Восточного Саяна более правильно связывать с заключительными этапами развития палеозойского кункудеро-мамаканского (Л. И. Са-лоп) или огнитского (А. Л. Долин) комплексов.

Известно, что ассоциация щелочно-гибридных пород, как правило, появляется лишь в местах пониженной мобильности, в пределах рам складчатости и в геантклинальных участках складчатых поясов (Шейнманн, Апельцин, Нечаева, 1961). Во всех случаях их размещение контролируется глубинными разломами, проходящими или в краевых частях древних платформ и областей завершённой складчатости, или внутри складчатых областей по границе срединных массивов или геантклинальных поднятий. Обращаясь к конкретным условиям Саяно-Байкальской горной области, можно заметить следующее. Если размещение щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья и Восточного Саяна, как указывалось выше, целиком контролируется системой глубинного краевого шва Сибирской платформы, то во внутренней части складчатой зоны их структурная позиция вызывает различные толкования. И. В. Белов и А. А. Конев связывают их с проявлениями мезо-кайнозойского аркогенеза. Однако возникновение этих пород, возможно, более правильно связывать со своеобразной мезозойской магматической активизацией, охватывающей Юго-Западное и Западное Забайкалье в начале триаса и продолжающейся в разных формах вплоть до неогена. При этом размещение массивов щелочных пород предопределено не столько развитием аркогенеза, сколько наличием срединных жестких масс и ограничивающих их глубинных разломов в области мезозойской активизации (Боргойская группа массивов нефелиновых сиенитов вблизи Кяхтинской глыбы нижнего протерозоя) или приуроченностью к северной границе этой активизации (щелочные габброиды Витимского плоскогорья вблизи стыка с Амалатской глыбой архея по границе с раннекаледонской эвгеосинклиналью). Изучение как вещественного состава щелочных пород, так и их структурной позиции является важной задачей будущего, так как с ними связываются многие месторождения полезных ископаемых.

Саяно-Байкальская горная область и особенно территория Бурятии насыщены разновозрастными гранитоидами. Пожалуй, в этом отношении она не имеет себе равных в других районах Советского Союза. Это обстоятельство всегда вызывало особый интерес у геологов. Здесь известны проявления кислой магмы многих геологических циклов (см. табл. 43), нередко образующие крупнейшие плутонические тела (особенно в верхнем протерозое и нижнем палеозое). Объяснение такого обилия гранитоидных интрузий, может быть, прежде всего следует искать в полициклическом геологическом развитии, которое свойственно горному поясу Восточной Сибири, а также большому эрозионному срезу, приведшему к одному примерно уровню разновозрастные геологические формации. С другой стороны, при анализе этого вопроса нельзя не учитывать неравномерную геологическую изученность магматических комплексов. Проблема кислой магмы, ее повторяемости в ходе геологи-

ческого развития, механизма проникновения ее в жесткие, ранее сформированные структуры еще не решена.

Территория Бурятии, особенно ее центральная и юго-восточная части, пережила весьма своеобразную эпоху мезозойской и кайнозойской активизации со свойственной только ей магматической деятельностью. Последняя не укладывается в обычные рамки развития магматизма складчатых поясов. Этот не геосинклинальный и не платформенный магматизм, развивающийся без какой бы то ни было предшествующей геосинклинальной подготовки на гетерогенном складчатом основании герцинид, ранних каледонид и протерозоид, широко распространен на востоке Азиатского континента (Монголия, Северный и Южный Китай) и связан, по-видимому, с особой, еще мало изученной формой тактогенеза. Этот магматизм можно грубо разделить на два этапа (см. табл. 43). В первый этап (нижний триас — нижняя юра) происходило накопление мощных (до 8 км) толщ пирокластов и эффузивов (основных, кислых и щелочных), внедрение нескольких комплексов преимущественно кислой магмы, образующей нередко крупные плутоны. Во второй этап (средняя юра — мел) масштаб магматической деятельности сокращается: мощность пирокластов невелика, преобладают излияния лав андезитового состава, по глубоким расколам и трещинным зонам проникают малые интрузии (преобладают мелкие штоки и дайки).

Характерной особенностью мезозойской активизации является тесная пространственная и генетическая связь представителей эффузивного и интрузивного магматизма, нередко образующих единые плутоно-вулканические комплексы (цаганхунтейские кислые и щелочные пирокласты и малокуналейские щелочные интрузии, хилокские трахиты и трахиандезиты, дабхорские субвулканические интрузии и др.).

Эта мезозойская магматическая активизация, охватившая большую территорию Западного Забайкалья, возможно, продолжалась в Восточный Саян и Байкало-Патомское нагорье. М. М. Одинцов, Н. А. Флоренсов и П. М. Хренов (1957, 1958) высказали предположение о том, что фронт проникновения молодой магматической деятельности в древние складчатые структуры Саяно-Байкальской горной области мог быть ограничен лишь системой краевого шва Сибирской платформы. В Восточном Саяне, в частности, мезозойской может оказаться часть щелочных и субщелочных гранитоидов огнитского комплекса и эффузивов девонской (?) илейской толщи, по внешнему облику и абсолютному возрасту схожих с породами нижнеюрской вулканогенной цаганхунтейской свиты и щелочными гранитоидами посленижнеюрского малокуналейского комплекса¹. В Прибайкалье недавно установлена интересная постмагматическая минерализация, локализованная в молодых (послекембрийских?) разломах.

Одной из важных нерешенных проблем мезозойской магматической активизации является размещение даек этого возраста и связанной с ними минерализации в Саяно-Байкальской горной области. Многочисленные дайки образуют нередко густые поля, группирующиеся в протяженные пояса, рассекающие все геологические структуры. Ориентировка этих полей, или поясов, различная. Так, например, в Икатском хребте (бассейн р. Гарги) и в бассейне Витимкана дайки гранит-порфиоров, спессартитов, акеритов, пуласкитов, диабазов и др. образуют два пояса

¹ По мнению Е. А. Нечаевой (Шейнманн и др., 1961), щелочные гранитоиды Забайкалья относятся к заключительному этапу герцинского цикла. Это мнение в свете новых материалов Н. П. Михно, Ю. В. Комарова и др. не может быть принято для всех щелочных гранитоидов. Возможно, что среди них есть часть более древних, герцинских, но пока нет твердых критериев для их разделения.

северо-восточного простирания (П. М. Хренов, С. Д. Шер); в бассейнах рек Курбы, Уды и Худуна отмечаются густые рой даек гранитов, щелочных гранитов, сельвсбергитов, грорудитов, диабазов и других пород, имеющих субширотное и северо-восточное простирание (И. М. Ширококов, В. П. Солоненко, Ю. В. Комаров, В. Г. Беличенко, Ю. Б. Мусин, П. М. Хренов, Ю. А. Чернов). На п-ове Святой Нос, по наблюдениям А. С. Ескина, дайки граносиенитов, кварцевых диоритов, диабазов и др. образуют поля даек, располагающиеся в оперяющих трещинах крупных разломов северо-восточного простирания. В хребте Цаган-Дабан В. А. Чабоненко отметил рой даек субширотного простирания, включающий многие сотни даек щелочных сиенит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, фельзитов, лейкократовых гранитов, оливинных габбро-диоритов, сиенито-диоритов, диоритовых порфиров и др.; аналогичные дайковые пояса северо-западного простирания установлены в Джидинском рудном районе (Н. И. Храмцов, Ю. В. Комаров, А. И. Киселев, Е. Н. Смолянский, И. П. Кушнарв, П. И. Налетов и др.). В Восточном Саяне и Хамар-Дабане местами известны многочисленные дайки, которые не нашли еще должного отражения ни на геологических картах, ни в геологической литературе. Вместе с тем выяснение закономерностей развития мезозойской магматической активизации, в том числе размещения дайковых полей и рудных месторождений в геологических структурах Саяно-Байкальской горной области, сулит громадные перспективы в определении металлогенической специализации рассматриваемой территории.

В новейшую геологическую эпоху магматическая деятельность снова активизировалась. На территории Западного Забайкалья, Хамар-Дабана и восточной части Восточного Саяна произошло излияние трахибазальтовой формации (И. В. Белов), отзвуки которой находят свое выражение в многочисленных термальных и холодных источниках, воды которых иногда содержат некоторые металлы (Ткачук, Яснитская, 1957).

Территория Бурятии с точки зрения особенностей геологического развития и современной внутренней структуры, а также соотношений с соседними крупными структурными комплексами Северной Азии весьма своеобразна. В первых главах указывалось, что административные границы современной Бурятии не соответствуют границам геологически однородных областей и что описываемая территория не может быть целиком причислена ни к одному из структурно-фациальных поясов, составляющих южную окраину Восточной Сибири. Особенности геологии Бурятии уже давно привлекали к себе внимание многих выдающихся сибирских и несибирских исследователей. В соответствии с расширением геологических знаний отдельных исследователей и их точкой зрения складывались одна за другой тектонические концепции, которые затем оказались несостоятельными — одни постепенно, другие быстро и почти бесследно исчезали. К первым принадлежала известная гипотеза «древнего темени Азии», ко вторым — гипотеза альпид и альпийских покровов. Продолжают пользоваться поддержкой гипотеза каледонид Делонэ — Борисяка — Павловского и гипотеза байкалит Шатского.

Наиболее крупные тектонические обобщения по тектонике территории Бурятии сделаны В. А. Обручевым, М. М. Тетяевым, Н. С. Шатским, Е. В. Павловским, позже Б. А. Ивановым, С. В. Обручевым, Л. И. Салопом, Н. В. Фроловой, Н. А. Флоренсовым, Е. А. Пресняковым, Г. Л. Падалкой и М. С. Нагибиной. Много новых материалов и идей привнесли работы В. П. Арсентьева, Ю. В. Комарова, Н. П. Михно, П. И. Налетова, О. П. Алексеевой, В. Л. Тихонова, Н. А. Логачева, А. П. Булмасова, Ю. З. Елизарьева, П. М. Хренова, В. Г. Беличенко, П. В. Осокина и многих других.

Основная проблема тектоники Бурятии состоит в следующем: входит ли какая-либо часть территории Бурятии в состав древней (начала рифейской, затем каледонской) Сибирской платформы или вся она лежит за пределами последней; каков возраст основной и конечной складчатости в юго-восточном и южном обрамлении внутреннего поля Иркутского амфитеатра — байкальский или каледонский; каковы истинный объем и значение байкальских каледонид; какова роль герцинид и где в Западном Забайкалье находится северная их граница; в чем заключается сущность мезозойского этапа тектонического развития Западного Забайкалья; в какой мере современные (не очень четкие) представления о развитии геосинклинальных (подвижных) поясов и их платформ приложимы к пониманию всей доступной обзорению геологической истории этой страны.

Перечисленные вопросы — это лишь самые общие контуры проблемы, а не современное ее состояние. В настоящее время непрерывным потоком поступает новый материал по геологии Бурятии, который показывает, что многое из ранее известного начинает приобретать новую окраску и содержание, но очень многое все еще остается неясным.

Фактические данные и попытки решения перечисленных и других, не менее сложных и принципиальных вопросов, займут последующие страницы этой главы. Некоторые противоречия, встречающиеся кое-где в нижеследующих главах, не должны вводить читателя в заблуждение, так как они свидетельствуют лишь о различии точек зрения разных авторов по отдельным частным вопросам.

ДОМЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА

ДОМЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО САЯНА

Восточный Саян является существенным структурным элементом громадного складчатого обрамления юга Сибирской платформы, составляя в этом отношении единое целое с Хамар-Дабаном и Западным Забайкальем. Своеобразное положение Восточного Саяна в геологической структуре Восточной Сибири — на стыке древней Сибирской платформы и Саяно-Алтайской каледонской складчатой зоны — с давних пор привлекает к себе внимание исследователей. Впрочем, такое понимание места Восточного Саяна в структуре Восточной Сибири сложилось довольно поздно — в итоге эволюции представлений о «древнем темени Азии» (Э. Зюсс, В. А. Обручев) и реакции против них, связанной с именами Делонэ, А. А. Борисяка, М. М. Тетяева, Н. С. Шатского. В частности, идеи Делонэ, причислявшего Восточный Саян к каледонской складчатой области, получили дальнейшее развитие и легли в основу современных тектонических схем¹, хотя и с многочисленными поправками, дополнениями, а главное с теми изменениями, которые произошли с начала XX в. в основных понятиях геотектоники.

В настоящее время о структуре Восточного Саяна все еще существуют различные мнения. С. В. Обручев (1942а, 1949), Е. В. Павловский (1948а, 1956) и некоторые другие исследователи относят Восточный Саян, за исключением его северо-восточной окраины, к каледонской складчатой зоне. Другие, прежде всего Н. А. Флоренсов (1954а), считают, что Восточный Саян является областью байкальской складчатости, указывая при этом, что кембрийская геосинклиналь здесь представляла собой остаточный прогиб верхнепротерозойской геосинклинали.

Различные взгляды нашли свое выражение в новых тектонических схемах и картах. Для центральной части восточной половины Восточного Саяна первая структурная схема была составлена Н. А. Флоренсовым (1941), выделившим здесь две основные структурно-фациальные зоны: внешнюю — антиклинальную и внутреннюю — синклиналичную.

Другая тектоническая схема Восточного Саяна предложена С. В. Обручевым (1942а), выделившим в этой области древний докембрийский цоколь Сибирской платформы — главный архейский антиклинорий и каледонскую складчатую зону, сложенную глыбами докембрия с зажатыми между ними корнями каледонских складок. Представления С. В. Обручева о глыбовом строении Восточного Саяна вызывали некоторые возражения. В частности, Н. С. Ильина считает, что «было бы, однако, ошибкой, приняв глыбовое и чешуйчатое строение Восточных Саян, не видеть основной фон крупных складчатых структур, на которых преимущественно последующими тектоническими движениями создавалась современная система блоков с «ненормальными» контактами» (Ильина, 1945).

¹ Подробнее см. в главе I настоящего тома.

На предложенной Н. А. Флоренсовым (1954а) схеме структуры Прибайкалья и Западного Забайкалья Восточный Саян отнесен к области байкальской складчатости и в его пределах выделены структурные комплексы: а) архейский, б) протерозойский и байкальский и в) раннепалеозойский. Особо подчеркивается рудиментарность раннепалеозойских структур, их унаследованность от протерозойского структурного плана.

На тектонической карте Саяно-Байкальской горной области, предложенной Е. В. Павловским (1956), в Восточном Саяне выделены зоны нижнепротерозойской и каледонской складчатости, соответственно сопоставимые с внешней и внутренней зонами Н. А. Флоренсова. Но в принципе взгляды Е. В. Павловского более близки к взглядам С. В. Обручева, ибо оба исследователя отводят каледонидам важное и вполне самостоятельное место. С этих же позиций структура Восточного Саяна рассматривается на тектонической карте СССР и сопредельных стран, составленной под редакцией Н. С. Шатского (1956), но с той существенной разницей, что восточная окраина Восточного Саяна — Китойские и Тункинские гольцы — отнесена к области докембрийской складчатости.

На тектонической карте Сибирской платформы, составленной Т. Н. Спижарским (1958 б), Тункинские и Китойские гольцы отнесены к Байкальской складчатой системе; здесь выделены архейский, протерозойский и ниже-среднекембрийский структурные ярусы, а Окинское плоскогорье отнесено к Алтае-Саянской складчатой системе.

М. М. Одинцов, Н. А. Флоренсов и П. М. Хренов (1958), анализируя структурно-фациальные и металлогенические зоны Восточной Сибири, пришли к выводу, что Восточный Саян, Хамар-Дабан и Западный Забайкалье представляют собой (несмотря на некоторые специфические черты, присущие каждому из них) единое геологическое целое — Байкальскую (рифейско-нижнекембрийскую) складчатую зону. К каледонской складчатой зоне отнесен небольшой район в западной части Восточного Саяна.

Такая принципиально новая трактовка положения Восточного Саяна в геологической структуре Восточной Сибири — его тесная связь, с одной стороны, с байкалидами, а с другой — с алтае-саянскими каледонидами — в настоящее время, по-видимому, наиболее правильна. Она приемлема как основа для решения проблемы распределения полезных ископаемых в Восточном Саяне. Правильность этой концепции также подтверждается большим фактическим материалом, собранным в последние годы в процессе геологических съемок разных масштабов.

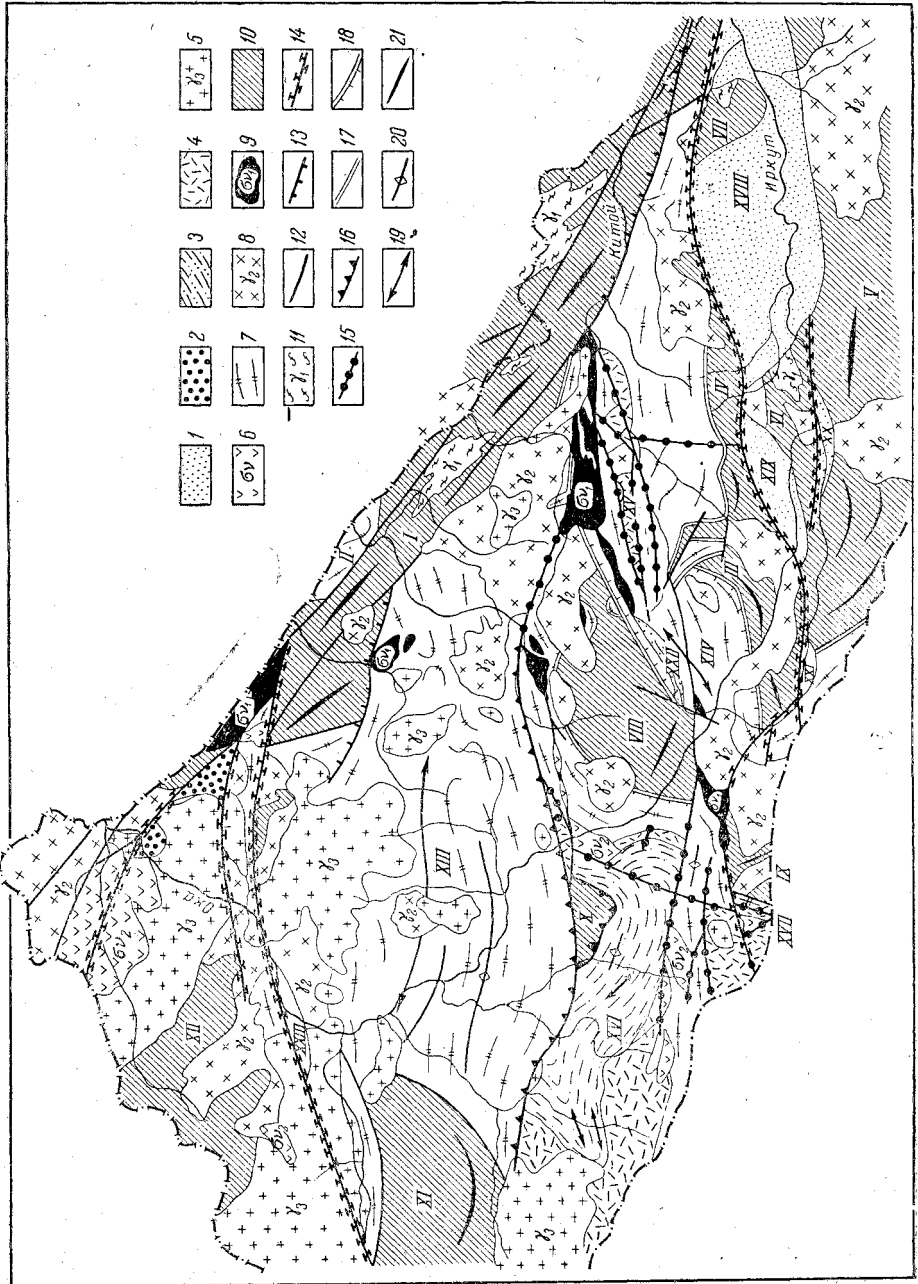
В пределах собственно Байкальской тектонической зоны на территории Восточного Саяна архейские структуры обнажены в ядрах или выступах древнего жесткого фундамента протерозойской геосинклинали. Наиболее полным, законченным геосинклинальным этапом развития этой области был протерозой. В классическом понимании складчатая структура Восточного Саяна оформилась именно в позднем докембрии. Нижнепалеозойские структуры здесь весьма своеобразны. Сохраняя отдельные геосинклинальные черты, они вместе с тем означают переход в платформенную стадию развития земной коры.

В юго-западной части Восточного Саяна жесткий субстрат архея и протерозоя служит тем фундаментом, на котором развивалась раннекаледонская парагеосинклиналь¹, т. е. область, уже не являвшаяся

¹ Этот термин, введенный В. В. Белоусовым, в данном случае очень удобен по той причине, что нижнепалеозойские структуры бурятской территории Восточного Саяна развивались возле разновозрастных, но типично геосинклинальных структур Тувы. — *Прим. ред.*

элементом геосинклинали, но еще не достигшая платформенной зрелости.

Архейские структуры в настоящее время еще точно не расшифрованы, но на отдельных площадях С. В. Обручев, И. П. Бузикову



(Бузиков и Обручев, 1957), Г. М. Друговой (1957) и другим исследователям удалось показать их исключительную сложность и многократную переработку. В послепроархейское время они были разбиты на отдельные тектонические блоки. По отношению к складчатой протерозойской

структуре эти блоки или, как их принято называть, глыбы архея группируются в антиклинальные ряды, или зоны.

Главная антиклинальная зона протягивается в виде узкой полосы в северо-западном направлении от оз. Байкал через сред-

Рис. 81. Схема тектоники восточной части Восточного Саяна. Составил В. П. Арсентьев (1958 г.) по материалам Ф. К. Волколакова, И. П. Бузикова, П. В. Дубина и В. П. Арсентьева

Мезокайнозойский структурный ярус: 1 — верхний подъярус (четвертичные и неогеновые отложения в межгорных впадинах); 2 — нижний подъярус (мезозойские отложения). Нижнепалеозойский структурный ярус: 3 — верхний подъярус (боксонжская и мангагтольская свиты); 4 — нижний подъярус (сархоская свита); 5 — палеозойские гранитоиды; 6 — раннепалеозойские базальты и типобазиты (боксонжий интрузивный комплекс). Протерозойский структурный ярус: 7 — ильчирский, ильчирская базальты и типобазиты (боксонжий интрузивный комплекс); 8 — протерозойские гранитоиды; 9 — протерозойские гипербазиты и базиты (ильчирский и урда-окинский интрузивные комплексы). Архейский структурный ярус: 10 — шархалгайская и слюдянская серии и хангарульская толща; 11 — архейские гранито-гнейсы и гнейс-граниты; 12 — Разломы разного возраста; 13 — надвиги разного возраста; 14 — мезокайнозойские разломы; 15 — посткембрийские разломы; 16 — последембрийские надвиги; 17 — докембрийские разломы; 18 — докембрийские надвиги; 19 — шарниры антиклиналей и синклинорий; 20 — шарниры складчатых структур

Главная антиклинальная зона Восточного Саяна: I — архейские образования, II — протерозойские образования (Урикско-Ийская грабен-синклиналь), Тункинская антиклинальная зона; III — Хонголдойская глыба, IV — Шумацкая глыба V — Хамар-Дабанская глыба, VI — Ниловая межвпадинная зона; VII — Еловская межвпадинная перемычка. Гарганско-Бутугольская антиклинальная зона; VIII — Гарганская глыба, IX — Буту-Гольская глыба. Отдельные глыбы: X — Хара-Тологойская, XI — Штхулалская, XII — Окинская. Протерозойские синклинории: XIII — Окинский, XIV — Ильчирский. Нижнепалеозойские впадины: XV — Саган-Сарская, XVI — Боксон-Сархойская, XVII — Ухатгольская. Кайнозойские впадины: XVIII — Тункинская, XIX — Хонголгойская, XX — Туранская, XXI — Мон-

дунская, XXII — Ильчирская, XXIII — Окинская

нее течение рек Китая, Оюта, Урика, Оки в бассейны рек Ии, Бирюсы. Здесь архейские толщи образуют сложную систему линейных складок северо-западного простирания, опрокинутых на юго-запад. С юго-запада к Главной антиклинальной зоне кулисообразно примыкают субширотно ориентированные антиклинальные зоны второго порядка — Тункинская, Гарганско-Бутугольская и Хойто-Окинская (рис. 81).

Тункинская антиклинальная зона служит непосредственным западным продолжением большого Хамар-Дабанского антиклинория, выделенного П. И. Налетовым (1956). Первичная внутренняя структура этой зоны представляется в виде широтного антиклинория, ядро которого сложено карбонатными породами слюдянской серии, а крылья — гнейсами хангарульской толщи.

По данным П. И. Налетова, шарнир этого сложного антиклинального сооружения характеризуется волнистостью и поперечными перегибами, а крылья осложнены складками второго и третьего порядков. Архейские складки имеют простирание, в основном близкое к широтному. В районе пос. Монды они плавно изгибаются к северо-западу на южном крыле и к юго-западу на северном крыле антиклинория, образуя его периклинальное замыкание.

В послепалеозойское время Тункинская антиклинальная зона расчленилась на глыбы — Хонголдойскую, Шумацкую, Хамар-Дабанскую¹. К глыбам меньших размеров можно отнести также Ниловскую и Еловскую межвпадинные перемычки, соединяющие хребты Тункинский и Хамар-Дабан. Первичное обособление глыб, как это справедливо отметили И. П. Бузиков и С. В. Обручев (1957), произошло несомненно в протерозое.

Хонголдойская и Шумацкая глыбы составляют северную полосу архейского ядра Тункинского антиклинального пояса,

Ниловская и Еловская перемычки расположены в ее центральной части; южная полоса представлена Хамар-Дабанской глыбой.

¹ Названия глыб предложены С. В. Обручевым.

В Гарганско-Бутугольскую антиклинальную зону входят две архейские глыбы — Гарганская и Буту-Гольская, разобнесенные небольшой перемышчкой, которая соединяет Ильчирский и Окинский синклиории. Архейские гнейсы и мраморы шарыжалгайской и слюдянской серий, слагающие эти глыбы, смяты в линейные складки северо-западного простирания.

Окинская антиклинальная зона, выделенная С. В. Обручевым под названием Окинской глыбы, изучена еще очень слабо. Она сложена разнообразными гнейсами с прослоями мраморов.

В западной части описываемой области расположены Хара-Тологойская и Шутхулайская глыбы архея, оказавшие существенное влияние на формирование нижнепалеозойского складчатого комплекса. Внутренняя структура самих глыб характеризуется сложной линейной складчатостью северо-западного простирания.

Протерозойские структуры в пределах Главной антиклинальной зоны представляют собой узкие, вытянутые в северо-западном направлении грабен-синклинали¹, ориентировка которых унаследована от простираний складок архея. На территории Восточного Саяна в пределах Бурятской АССР (бассейн р. Урика) расположена лишь небольшая юго-восточная часть крупной Урикско-Бельской грабеноподобной структуры, сложенной средне- и верхнепротерозойскими эффузивно-терригенными и флишoidalными формациями (большереченская и урикская свиты).

К юго-западу от Главной антиклинальной зоны в верховьях рек Иркута, Китоа и Оки протягиваются два крупных широтных протерозойских синклиория — Ильчирский и Окинский.

Конфигурация этих синклиориев, как видно на схеме (см. рис. 81), подчинена контурам архейских глыб, причем простирание складок внутри этих глыб не совпадает с простиранием протерозойских структур. Это обстоятельство, но прежде всего набор протерозойских эффузивных и осадочных формаций, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма и отражающих определенный геотектонический режим, позволяющий предполагать, что в протерозое за счет раздробления древнего (вероятно, верхнеархейского) консолидированного складчатого субстрата на территории Восточного Саяна возникла самостоятельная геосинклиальная система восточносаянских байкалид.

При анализе протерозойских структур необходимо вернуться к наиболее изученной Гарганско-Бутугольской антиклинальной зоне, разделяющей Ильчирский и Окинский синклиории. Антиклинальная зона рассечена узкими поперечными прогибами — Ольгинским, Имундинским и Улзытинским. Ольгинский прогиб, отделяющий Гарганскую глыбу от Главной антиклинальной зоны, представляет собой узкую, 2—4 км шириной, полосу зеленых сланцев ильчирской (окинской) свиты среди протерозойских гранитоидов и архейских гнейсов, причем сланцы инъецированы дайками серпентинитов ильчирского комплекса. До сих пор генезис этой своеобразной полосы сланцев в литературе не освещался и почти не изучен, хотя с ними связана рассеянная сульфидная минерализация, представляющая интерес при поисках золота.

¹ Этим названием, за отсутствием более подходящего термина, авторы обозначают комбинированные структурные формы, сочетающие в себе отчетливый или даже резкий синклиальный прогиб с краевыми разломами. Несмотря на некоторую противоречивость, это название все же может быть употребляемо и действительно употребляется другими авторами (например, В. В. Белоусовым) в тех многочисленных на практике случаях, когда относительная роль разломов и прогиба остается невыясненной. — *Прим. ред.*

Имундинский прогиб, заложенный между Гарганской и Буту-Гольской глыбами, почти полностью уничтожен гранитной интрузией и условно реставрируется по небольшим ксенолитам зелёных сланцев ильчирской свиты среди гранитоидов Мунку-Сардыкского плутона. Улзытинский прогиб, разделяющий Гарганскую глыбу на две части, выражен серией грабенов, сложенных нижнепротерозойскими известняками иркутской свиты. Известняки смяты в пологие брахискладки и имеют сокращенную мощность, не превышающую 800—1000 м. К Улзытинскому прогибу приурочена наиболее продуктивная часть нижнепалеозойской Окино-Китойской золоторудной зоны.

В верхнем протерозое за счет размыва древних пород антиклинальной зоны на ее южном крыле отложились конгломераты и песча-

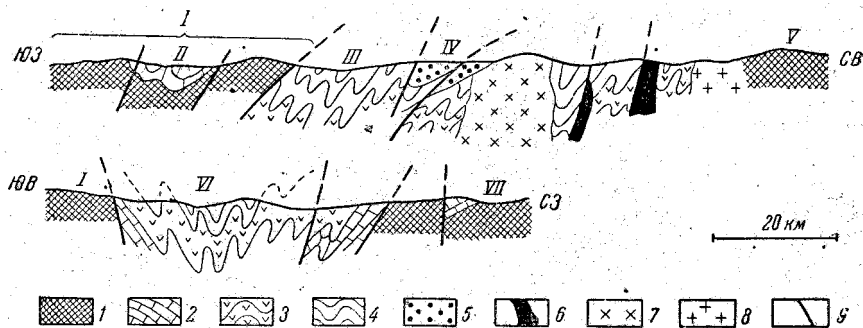


Рис. 82. Геологические разрезы Ильчирского синклинория

1 — Хонгоддойская глыба архея, II — Арахонгоддойский грабен (чешуя), III—VI — осевая часть Ильчирского синклинория, IV — Саган-Сарская грабен-синклиналь, V — архейский выступ Главной антиклинальной зоны Восточного Саяна, VII — Гарганская глыба архея; 1 — архейские образования, 2 — иркутская свита (Pt_1), 3 — ильчирская свита (Pt_{1-2}), 4 — барунгольская и монгошинская свиты (Pt_3), 5 — сагансарская свита (St_1), 6 — гипербазиты ильчирского комплекса, 7 — верхнепротерозойские гранитоиды, 8 — палеозойские гранитоиды, 9 — разломы и надвиги

ники барунгольской свиты. По-видимому, Гарганско-Бутугольская антиклинальная зона, а точнее — слагающие ее глыбы, разделенные узкими поперечными прогибами, сохраняли тенденцию к поднятию на протяжении всей протерозойской эры.

Расположенный к югу от Гарганско-Бутугольской антиклинальной зоны Ильчирский синклинорий (рис. 82) сложен карбонатными, терригенными и эффузивными (спилито-кератофировыми) формациями протерозоя (иркутская, ильчирская, барунгольская и монгошинская свиты). Синклинорий имеет сложную форму. В районе горного массива Мунку-Сардык шарнир его довольно круто изгибается к югу и, облекая западный выступ Тункинской антиклинальной зоны, уходит в пределы Монголии.

В Восточном Прикозоголье протерозойские складки имеют субширотное простирание (Маринов, 1956). Далее к востоку они непосредственно переходят в протерозойские складчатые структуры бассейна р. Джиды, обрамляющие с юга Хамар-Дабанскую глыбу.

Окинский синклинорий (рис. 83) сложен верхнепротерозойскими монгошинской и дибинской свитами. Как и Ильчирский синклинорий, он имеет форму подковы и ограничен Окинской антиклинальной зоной с севера и Гарганско-Бутугольской с юга. Синклинорий огибает с востока широтно простирающуюся Тиссинскую антиклиналь, которая сложена зеленокаменными породами окинской свиты. Эта антиклиналь, по-видимому, имеет обращенный характер и возникла в резуль-

тате инверсии первичного выполненного зеленокаменными породами прогиба. Если это так, то Окинский синклиниорий является вторичной структурой верхнепротерозойского возраста.

Внутренняя структура протерозойских синклинориев характеризуется сложной системой линейных складок преимущественно широтного простирания и в большинстве своем симметричных. Опрокинутые складки наблюдаются в краевых частях синклинориев. Так, по периферии Гаргайско-Бутугольской антиклинальной зоны и западного периклиналильного замыкания Тункинской антиклинальной зоны складки протерозоя опрокинуты в сторону архейских глыб. Вдоль восточной границы синклинориев на протерозойские породы надвинуты архейские

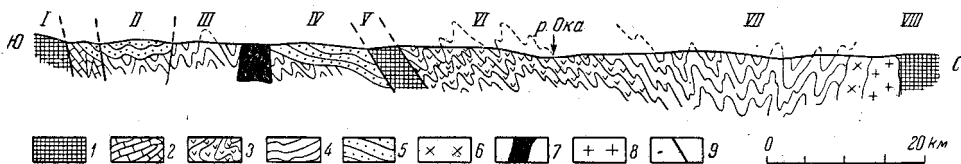


Рис. 83. Геологический разрез Окинского синклинория

I — Буту-Гольская глыба архей, II — Ухагольская грабен-синклиналь, III — Сылкинская антиклиналь, IV — Боксон-Сархойская грабен-синклиналь, V — Хара-Тологойская глыба архей, VI — Тиссинская антиклиналь, VII — осевая часть Окинского синклинория, VIII — Окинская глыба архей; 1 — архейские образования, 2 — иркутская свита (Pt_1), 3 — окинская свита (Pt_{1-2}), 4 — монгошинская свита (Pt_3), 5 — сархойская, боксонская и мангатгольская свиты ($Ст_{1-2}$), 6 — верхнепротерозойские гранитоиды, 7 — раннепалеозойские базиты и гипербазиты, 8 — палеозойские гранитоиды, 9 — разломы и надвиги

толщи Главной антиклинальной зоны. Протерозойские складки здесь опрокинуты к юго-западу, т. е. в сторону синклинориев.

Крылья синклинориев осложнены антиклинальными и синклинальными складками. На северном крыле Окинского синклинория Ф. К. Волколаковым описана крупная Хайтинская антиклиналь, протягивающаяся в почти широтном направлении от истоков р. Большой Белой до р. Сенцы. В средней части она поглощена нижнепалеозойскими гранитами.

Небольшая широтная Сылкинская антиклиналь обнаружена В. П. Арсентьевым на южном крыле Окинского синклинория, на междуречье Боксона и Хорё. Западнее, в бассейне р. Дибь, эта антиклиналь прослежена Г. К. Такайшвили.

Для протерозойских складок характерна ундуляция их шарниров. Так, в верховьях р. Хончена (район Ботогольского рудника) наблюдается погружение шарнира Тиссинской антиклинали. Далее к востоку он снова воздымается. Здесь на антиклиналь надвинуты архейские породы Главной антиклинальной зоны.

Складчатые протерозойские структуры значительно осложнены разрывными смещениями типа сбросов и надвигов, которые можно подразделить на внутренние, приуроченные к однородным структурам, и пограничные, заложенные на сочленении разновозрастных структур. Последние имеют особенно важное значение, так как они главным образом контролируют распределение интрузий.

При анализе геологической структуры Восточного Саяна исключительно большой интерес представляет система краевых глубинных разломов северо-западного простирания, заложенных внутри и по простиранию Главной антиклинальной зоны. Наиболее крупным в этой системе является так называемый Большой Саянский разлом, непрерывно протягивающийся от побережья оз. Байкал через реки Китой, Онот, Оку в бассейн р. Бирюсы. Систему этих разломов можно ква-

лифицировать как краевой шов, отделяющий зону восточносаянских байкалид от южной части Сибирской платформы — краевого поднятия во внутреннем поле Иркутского амфитеатра (Одинцов, Флоренсов, Хренов, 1958).

Заложение глубинных разломов относится несомненно к докембрию, видимо к раннему протерозою (С. Обручев и Великославинский, 1953б), так как протерозойские отложения в пределах Байкальской складчатой зоны и краевой антеклизы амфитеатра обладают различным формационным составом и структурными особенностями. Грабенообразные синклиналильные структуры протерозоя по северо-восточной периферии Восточного Саяна характеризуются преимущественно терригенным составом, тогда как в составе протерозоя Окинского и Ильчирского синклиналириев Байкальской складчатой зоны важную роль играют эффузивные и карбонатные толщи. К полосе краевых глубинных разломов приурочены верхнепротерозойский базитовый урда-окинский комплекс и рудоносные редкометальные гранитоиды саянского интрузивного комплекса.

Эти разломы сохранили активность и после протерозоя — вплоть до антропогенного времени. В частности, в бассейне р. Оки с ними связаны мезозойские прогибы, сложенные континентальными юрскими отложениями.

От основной системы краевых разломов внутрь Байкальской складчатой зоны кулисообразно отходят ее западные ветви — глубинные разломы второго порядка (закономерность, отмеченная впервые С. В. Обручевым в 1942 г.). В основном они заложены на границах протерозойских синклиналириев (Окинского и Ильчирского) и антиклинальных зон с ядрами архея. Заложение внутренних глубинных разломов произошло также в докембрие, они продолжали функционировать и в последующие эпохи. Наиболее типичны глубинные разломы, опоясывающие Гарганскую глыбу; с ними связаны офиолиты ильчирского интрузивного комплекса. К восточному стыку этих разломов приурочен наиболее крупный из ультраосновных массивов — Оспинский. Здесь же находится сложнодифференцированный гранитный плутон.

Очень своеобразно сочленение южного крыла Ильчирского синклиналирия с Хонголдойской глыбой. Здесь известняки и сланцы иркутской и уртагольской свит надвинуты на гнейсы архея, причем последние в плоскости надвига интенсивно раздроблены и милонитизированы. Северный выступ Хонголдойской глыбы разбит на два меридионально вытянутых блока, между которыми зажата чешуя протерозойских известняков. Ее тектонические швы залечены гранитами саянского интрузивного комплекса. Восточное крыло архейского выступа по пологой поверхности (30—40°) надвинуто на протерозойские толщи. В бассейне р. Ара-Ошоя на водоразделах сохранились останцы тектонического покрова гнейсов, залегающие на известняках и удаленные от денудационного фронта надвига на 6 км.

Нижнепалеозойские структуры представлены своеобразными синклиналильными формами, обрамленными разрывными смещениями типа сбросов и надвигов. Формирование этих сложных структур протекало при участии хрупких деформаций жесткого протерозойского фундамента. В едином нижнепалеозойском структурном ярусе выделяются два подъяруса, между которыми Н. С. Ильиной и Ф. К. Волколаковым наблюдалось небольшое угловое несогласие. Нижний подъярус составлен структурами эффузивно-терригенной сархойской свиты, верхний подъярус — близкими к ним структурными формами, образованными доломитами, известняками и сланцами боксонской и мангатгольской свит.

В настоящее время выделены и достаточно полно изучены три нижнепалеозойские структуры, обособленные современным денудационным срезом. Наиболее крупной является Боксон-Сархойская грабен-синклиналь (или Боксон-Сархойский синклиниорий)¹, расположенная на южном крыле Окинского протерозойского синклинория в бассейне левых притоков р. Оки — Боксона, Дибя, Тиссы и имеющая субширотное про-

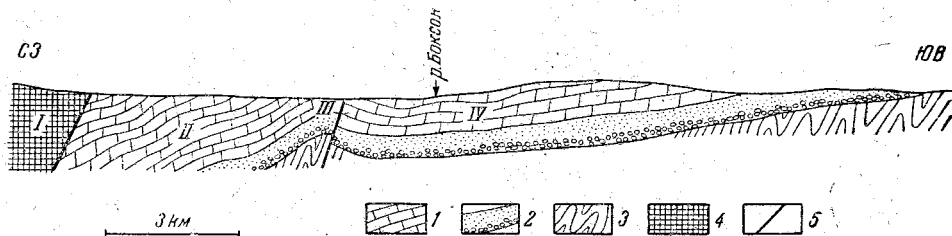


Рис. 84. Геологический разрез восточной части Боксон-Сархойской грабен-синклинали I — Хара-Тологойская глыба, II — Боксон-Забитская депрессия, III — Центральная антиклиналь, IV — мульда Хорё; 1 — мангатгольская и боксонская свиты ($Сп_{1+2}$), 2 — сархойская свита ($Сп_1$), 3 — монгошинская свита (Pt_3), 4 — архейские образования, 5 — разломы

стирание. В ее составе участвуют отложения сархойской, боксонской и мангатгольской свит. Внутри Боксон-Сархойской грабен-синклинали Ф. К. Волколаков и Н. С. Ильина выделяют ряд структурных элементов второго и третьего порядков.

Восточная часть грабен-синклинали замыкается мульдой Хорё, представляющей плоскодонную блюдцеобразную впадину с углами

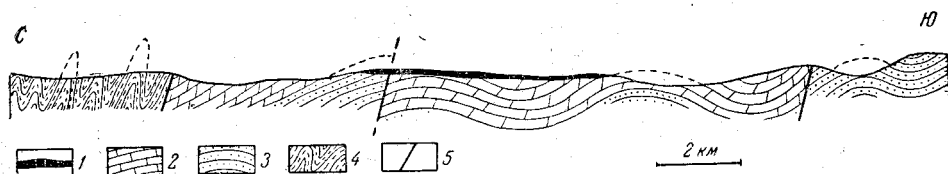


Рис. 85. Геологический разрез Боксон-Сархойской грабен-синклинали через Билютинское поднятие

1 — неогеновые базальты; 2 — мангатгольская и боксонская свиты ($Сп_{1+2}$); 3 — сархойская свита ($Сп_1$); 4 — окинская свита (Pt_{1-2}); 5 — разломы

падения на крыльях не более 8—15°. С запада к мульде Хорё примыкает Центральная антиклинальная зона — система несимметричных складок северо-восточного простирания, местами опрокинутых на юго-восток. Западное крыло этой зоны обрезано крупным разломом, отделяющим ее от Забит-Боксонской «структурной депрессии» (Ильина, 1958б). Последняя представляет собой дугообразно выгнутую к югу несимметричную синклинальную структурную форму с редуцированным северным крылом.

С севера на Забит-Боксонскую депрессию надвинута Хара-Тологойская глыба архея. На западе с депрессией граничит так называемое Билютинское поднятие, имеющее форму брахиантиклинальной складки меридионального простирания, шарнир которой погружается в северном направлении. Еще далее на запад Боксон-Сархойская структура центроклинально завершается Сархойской синклинальной зоной, имеющей северо-восточное простирание (рис. 84).

¹ Второе название, несмотря на общепринятость термина «синклиниорий», менее удачно. При своей достаточной внутренней сложности и неоднородности описываемая авторами складчатая структура все же весьма далека от типичных, сложенных линейными складками синклинириев геосинклинальных областей. — Прим. ред.

Морфология нижнепалеозойских складок внутри Боксон-Сархойской структуры (рис. 85) очень разнообразна. Наряду с опрокинутыми и изоклинальными складками с очень крутыми ($70-80^\circ$) крыльями здесь имеются и пологие складки, осложненные флексурами. Характерны эллипсоидные брахискладки. Наконец, большую роль в строении описываемой грабен-синклинали играют разрывные смещения. Так, ее северное крыло срезано крупным субширотным взбросо-надвигом, по которому на нижнепалеозойские образования надвинуты с севера архейские гнейсы Хара-Тологойской глыбы и протерозойские сланцы окинской свиты. Амплитуда надвига определена в 1956 г. Ф. К. Волколаковым и Н. С. Ильиной в несколько километров. Вдоль линии надвига выходят кварцевые диориты в устье р. Билюты и гра-

бен-синклинали по р. Оке. Южнее крыло Боксон-Сархойской структуры разбито серией параллельных и кулисообразно сгруппированных разломов, к которым приурочены массивы нижнекембрийских базитов.

Южнее, в верховьях р. Хорё, расположена Уха-Гольская грабен-синклинал, сложенная сархойской и боксонской свитами. Эта структура имеет меридиональное простирание, ее шарнир погружается на юг, а с севера она срезана сложным чешуйчатым надвигом. Характер внутренней складчатости здесь тот же, что и в Боксон-Сархойской структуре.

Довольно далека от двух первых Саган-Сарская грабен-синклинал (рис. 86), расположенная в верховьях р. Китоя. Ее образуют толщи исключительно терригенного состава. Это узкая структурная форма широтного простирания, заключенная между обрамляющими ее разрывами; последние на западе соединяются в один разлом. На востоке структура центроклинально замыкается. Она опрокинута к северу и дополнительно разбита продольным разрывом, по которому ее южная половина смещена к востоку.

Приведенное описание нижнепалеозойских структур указывает на их своеобразный глыбово-складчатый характер, на происшедшее в нижнем палеозое отмирание геосинклинального режима. В этом нетрудно также убедиться при анализе нижнепалеозойских осадочных формаций и каледонского магматизма (см. главы «Стратиграфия» и «Магматизм»).

На основании изложенного общий ход геологического развития юго-восточной части Восточного Саяна можно представить следующим образом.

В архее здесь, как и во всей Саяно-Байкальской горной области, существовал режим, подобный геосинклинальному. Завершающие этапы архейской эры ознаменовались повсеместной складчатостью, интрузиями, региональным метаморфизмом и общей консолидацией складчатой структуры.

Тектоническое развитие Восточного Саяна в послепалеозойское время представляется как единый многоэтапный процесс, протекавший в течение всего протерозоя и закончившийся в нижнем палеозое, — процесс развития подвижного пояса и превращения его в платформу. Основным, собственно геосинклинальным этапом в геологической истории этого подвижного пояса явился ранний протерозой, ознаменовав-

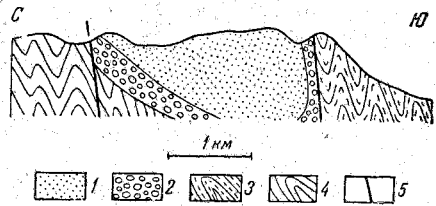


Рис. 86. Геологический разрез Саган-Сарской грабен-синклинали

1 — песчаники (Cp_1); 2 — конгломераты (Cp_1); 3 — барунгольская свита (Pt_3'); 4 — монгольская свита (Pt_3''); 5 — разломы

шийся частичной, переработкой архейского фундамента, созданием внутренних платформенных массивов и общим геосинклинальным прогибанием, вызвавшим морскую трансгрессию. По-видимому, уже в это время в Восточном Саяне наметились две основные структурно-фациальные зоны — внешняя (краевое поднятие Сибирской платформы) и внутренняя (зона восточносааянских байкалид), разделенные глубинным тектоническим швом.

В конце архея и начале протерозоя происходили, по-видимому, длительные геологические и геохимические преобразования земной поверхности, о чем свидетельствуют довольно чистые кварцевые базальные песчаники нижнего протерозоя. Последние местами сменились конгломератами. На кварцевые песчаники легла преимущественно карбонатная иркутная свита, подчиненное место занимали терригенные отложения. В дальнейшем на фоне общего опускания обособились линейно вытянутые зоны интенсивного прогибания (Окинская и Ильчирская), разделенные зоной относительного поднятия (Гарганско-Бутульская антиклинальная зона).

Позднее карбонатные формации в зонах прогибания сменяются сланцевыми и спилито-кератофировыми (ильчирская и окинская свиты). С этой точки зрения зоны прогибания можно квалифицировать как первичные, выполненные зеленокаменными породами прогибы, развитие которых продолжалось вплоть до верхнего протерозоя.

В верхнем протерозое Гарганско-Бутульская антиклинальная зона сохраняет тенденцию к поднятию, являясь жестким структурным барьером между Окинским и Ильчирским прогибами. По оси первичного Окинского прогиба возникает обращенная Тиссинская антиклиналь, подковообразно окаймляющаяся вторичным Окинским прогибом. Вероятно, обращенным в верхнем протерозое является и западный выступ Тункинской антиклинальной зоны.

Протерозойский этап истории Восточного Саяна завершился интенсивным складкообразованием и общим поднятием. На месте зон прогибания, преимущественно вторичных, сформировались синклинории — Ильчирский и Окинский. Слабомобильные участки в это же время превратились в антиклинальные поднятия и выполняли роль жестких упоров, своего рода срединных массивов, контролирующих ориентировку складчатых структур. На границе подвижных зон с жесткими массивами уже существовали глубинные расколы, послужившие путями проникновения в земную кору перидотитовой и базальтоидной магм. Позже сформировались крупные гранитоидные батолиты.

Завершающий этап развития подвижного пояса в Восточном Саяне относится к нижнему палеозою. В нижнем кембрии сохранялась тенденция к общему поднятию. Прогибались юго-западная часть Восточного Саяна, примыкающая к Туве (Боксон-Сархойская и Уха-Гольская структуры), а также район верховьев р. Китоя (Саган-Сарская структура).

В юго-западной части описываемого района в этот период отлагались прибрежные грубообломочные осадки вулканических извержений (сархойская свита), а затем лагунные осадки (боксонская свита). Позднее отлагались осадки открытого моря — известковые и известково-глинистые (верхи боксонской свиты и мангатгольская свита).

В районе верховьев р. Китоя в нижнем кембрии существовал, по-видимому, узкий прогиб, где в условиях мелкого моря накапливались исключительно грубообломочные осадки.

Своеобразны пространственное распределение и состав древнекаледонских (салаирских) магматических образований. Если в Туве эффузивы составляют основную часть кембрийского разреза, то, посте-

пенно убывая к востоку, они совершенно отсутствуют в верховьях р. Китоя. Эта особенность на примере Боксон-Сархойского «синклиниория» отмечена Н. С. Ильиной (1958б). В составе боксонского комплекса основных пород значительное место занимают диабазы, что указывает на гипабиссальный характер интрузий. Среди нижнепалеозойских гранитоидов в Восточном Саяне преобладают щелочные и субщелочные разновидности, характерные для завершающих этапов геосинклиналиного магматизма. К западу геосинклиналиный характер интрузий усиливается.

Особенности осадочных формаций, тектонических структур, магматизма и метаморфизма свидетельствуют о том, что нижнепалеозойский этап развития Восточного Саяна знаменовал завершение геосинклиналиного режима, явился конечным этапом в развитии подвижного пояса нагорья. С другой стороны, юго-западную часть Восточного Саяна, в частности Боксон-Сархойский «синклиниорий», можно рассматривать как ветвь каледонской геосинклинали Монголии и Тувы, возникшую в результате раздробления ранее сформированного протерозойского фундамента. На это уже имеются указания в литературе.

Возможно, что конечный этап в истории протерозойского подвижного пояса юго-западной части Восточного Саяна явился начальным этапом развития собственно каледонского подвижного пояса Тувы.

ДОМЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Западное Забайкалье, охватывая южную и юго-восточную части Бурятии, составляет почти половину ее территории. Относительно тектонической позиции Западного Забайкалья, как и всей Саяно-Байкальской горной области, высказывались различные точки зрения.

В ранний период изучения геологии Восточной Сибири сложилась известная концепция «древнего темен Азии» (Черский, 1886а, 1889 и др.; Зюсс, 1901; В. Обручев, 1911, 1926б, 1927 и др.). Под влиянием других фактов возникли и развивались представления Делонэ (1911), А. А. Борисьяка (1923, 1927), М. М. Тетяева (1923—1924, 1927, 1938), А. Д. Архангельского (1941), Е. В. Павловского (1948а, б, 1956), С. В. Обручева (1942а, 1949, 1953б) и др. о принадлежности Саяно-Байкальского нагорья к каледонидам. М. М. Тетяев в отличие от других придавал, кроме того, большое значение молодым — мезозойским и кайнозойским — тектоническим движениям, включая Восточный Саян и Западное Забайкалье в альпийскую складчатую зону. Несмотря на переоценку некоторых явлений молодого тектогенеза, в частности роли надвигов, М. М. Тетяев в сущности правильно подчеркнул важность мезозойского и мезо-кайнозойского этапов развития Западного Забайкалья, где мезозойские тектонические движения, как теперь выявилось, сопровождались активным и разнообразным магматизмом. Взгляды о принадлежности Саяно-Байкальской горной области к каледонидам встретили, с одной стороны, широкое признание и легли в основу многих обобщений (Страхов, 1948; Нагибина и Луцицкий, 1948; Иванов, 1949а и др.), а с другой — вызвали ожесточенную дискуссию. Последняя касалась также границы между каледонской платформой и каледонской складчатой областью. Некоторые исследователи отодвигали эту границу далеко в глубь Байкальской горной области; М. С. Нагибина и И. В. Луцицкий показали ее вдоль западного берега Байкала, а М. М. Одинцов (1953) включил в каледонскую платформу северные склоны Хамар-Дабана, северную часть Селенгинской Даурии и Северное Прибайкалье. Н. А. Флоренсов (1954б) провел северную границу ранних каледонид по южному и юго-восточному склонам хребта Хамар-

Дабан, по хребту Улан-Бургасы, через Икатский хребет, верховье Верхней Ангары.

Иначе представляли геологическую структуру Саяно-Байкальской горной области и, следовательно, Западного Забайкалья Д. В. Наливкин (1933) и А. Е. Ферсман (1926, 1931). Д. В. Наливкин отнес Восточный Саян и западную часть Западного Забайкалья к палеозойской геосинклинали, а восток Байкальской горной области вместе с восточной частью Западного Забайкалья объединил с мезо-кайнозойскими геосинклиналями. По А. Е. Ферсману, вся Саяно-Байкальская горная область вошла в сибириды — допалеозойский (видимо, протерозойский) складчатый пояс, обрамляющий Ангарский (архейский) щит. Как отметил А. Д. Архангельский (1941), идеи А. Е. Ферсмана, впоследствии развитые в работах Н. С. Шатского, внесли существенно новое в представления о допалеозойской истории Восточной Сибири.

Н. С. Шатский (1932) предложил известную идею о байкальской складчатости, проявившейся в конце протерозоя или в первой половине кембрия. Западное Забайкалье, по Н. С. Шатскому, в основном принадлежит к Байкальской складчатой зоне, и только узкая полоса на крайнем юго-западе, почти не выходящая за пределы бассейна р. Джиды, относится к каледонидам. Эти взгляды нашли отражение на составленных под редакцией Н. С. Шатского тектонических картах СССР (1953, 1956). Они были приняты также, хотя в ряде случаев с некоторыми изменениями, в сводных работах А. Н. Мазаровича (1938 и др.), В. В. Белоусова (1948, 1954), Е. Д. Шлыгина (1959), С. С. Кузнецова (1960) и др.

Описанию существенных особенностей геологической структуры Саяно-Байкальской горной области или отдельных ее частей посвящены многочисленные работы (Павловский, 1948а, в, 1956, 1960; С. Обручев и Лурье, 1952б; Флоренсов, 1954а, б, 1960а; Шахварстова, 1948; Одинцов, Флоренсов, Хренов, 1957, 1958; Салоп, 1958д, ж, 1960а; Бесова, 1939; Налетов, 1961; Налетов, Шалаев, Деуля, 1941; Калинина, Малых, 1959; Щеглов, 1959; Смолянский, 1960, 1961; Руднев, 1957; Падалка, 1960; Арсеньев, Нечаева, 1951; Шер, 1957; Михно, 1961 и др.).

Несмотря на обилие новых фактических материалов, ряд важных вопросов геологии этой территории остается по-прежнему нерешенным. Из разделов стратиграфии и магматизма, например, следует, что в выделении и расчленении докембрийских и палеозойских отложений до сих пор остается много условного. То же самое касается разнообразных интрузивных образований. Поэтому некоторые выводы относительно геологической структуры Западного Забайкалья, изложенные ниже, все еще нуждаются в дальнейших уточнениях.

Как известно, в геологическом строении Западного Забайкалья участвуют архейские, протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. При этом наиболее распространены интрузивные породы (главным образом протерозойские и палеозойские гранитоиды), на долю которых приходится более двух третей всей площади. Древние стратифицированные отложения значительно эродированы и сохранились на сравнительно небольшой площади, что делает невозможным воссоздание с необходимой полнотой их геологической структуры. Последняя в древних толщах существенно переработана интенсивными последующими тектоническими движениями, сопровождавшимися интенсивным магматизмом.

Существующие геологические материалы позволяют высказать предположение, что Западное Забайкалье принадлежит к двум различным структурным областям: северо-западная часть его входит

в верхнепротерозойскую, а юго-восточная — в раннекаледонскую складчатые области. Основными признаками верхнепротерозойской складчатой области (с учетом ее распространения и за пределы Западного Забайкалья) являются: относительно широкое распространение складчатых геосинклинальных отложений верхнего протерозоя; обширное развитие верхнепротерозойских интрузивных пород, особенно гранитоидов; незначительное распространение осадков нижнего палеозоя (кембрия), приуроченных к редким обособленным узким прогибам; незначительное распространение каледонских интрузий, пространственно связанных с отдельными разломами; наличие среди каледонских гранитоидов щелочных разновидностей. В раннепалеозойской складчатой области в разных ее частях известны дислоцированные эвгеосинклинальные отложения нижнего палеозоя (кембрия и условного кембро-ордовика), широко распространены разнообразные по составу, но преимущественно кислые нижнепалеозойские интрузивные породы. Обе складчатые области представляют собой широкие полосы, обрамляющие южный выступ Сибирской платформы. Граница между ними проходит по южным склонам Хамар-Дабана, затем, ближе к р. Селенге, постепенно поворачивает на северо-восток и, следуя через юго-восточные склоны хребта Улан-Бургасы и Витимское плоскогорье, доходит до р. Витима (несколько южнее устья ее правого притока р. Калара). Граница фиксируется внешними (северными) контурами крупных массивов нижнепалеозойских гранитоидов в области раннекаледонской складчатости. Вместе с тем следует подчеркнуть условность положения этой границы. Возможно, что по мере появления новых материалов она переместится еще дальше на северо-запад, так как может оказаться, что к протерозойским образованиям здесь в настоящее время местами ошибочно отнесены геосинклинальные кембрийские толщи, а каледонские гранитоиды объединены с верхнепротерозойскими. Поэтому вполне возможно, что взгляды о принадлежности к ранним каледонидам гораздо большей части Байкальской горной области более правдоподобны (Павловский, 1956; Хренов, 1961 и др.).

Выделяемая верхнепротерозойская складчатая область огибает южную часть Сибирской платформы и выходит за пределы описываемой площади. Область раннекаледонской складчатости также выходит за эти пределы. На юго-западе она продолжается в Восточном Саяне, а на северо-востоке переходит на правобережье р. Витима и вскоре, видимо, замыкается. Юго-восточная граница ее проходит по территории МНР и Читинской области. Согласно современным представлениям, на юго-востоке с раннекаледонской областью соприкасается область герцинской складчатости (Шатский, 1956; Павловский, 1956; Флоренсов, 1954б, 1960а; Щеглов, 1960).

Герцинские движения, по-видимому, охватили значительную часть юго-востока Бурятии. Северная граница герцинской зоны ориентировочно проведена вблизи северной окраины бассейна Джиды, через устье Чикоя и далее на северо-восток почти по границе с Читинской областью. Пока трудно судить о характере герцинских тектонических движений на этой территории.

Формирование геологической структуры древних толщ Западного Забайкалья в основном относится к четырем этапам: архейскому, нижнепротерозойскому, верхнепротерозойскому и нижнепалеозойскому. В соответствии с этим в областях верхнепротерозойской и раннекаледонской складчатости выделяются четыре структурных яруса.

Архейский структурный ярус сложен глубокометаморфизованными пара- и ортопородами, среди которых господствуют разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы и в меньшей мере распространены

кварциты, мраморы и амфиболиты. Гнейсы и кристаллические сланцы, по мнению многих исследователей, являются продуктами метаморфизма главным образом терригенных отложений; амфиболиты и амфиболовые гнейсы, по-видимому, представляют собой преимущественно переработанные основные эффузивы.

В Западном Забайкалье архейские образования обнажены, в общем, на ограниченной площади. Наиболее крупные выходы их находятся в Хамар-Дабане, на восточном побережье оз. Байкал (хребты Морской и Баргузинский), в нижнем течении р. Амалата, в самом низовье р. Муи.

Перечисленные крупные выходы архея представляют собой внутренние массивы или глыбы, обособившиеся в нижнем протерозое и именуемые Байкальской, Хамар-Дабанской, Северо-Муйской, Южно-Муйской и Амалатской. Северо-Муйская и Южно-Муйская глыбы, выделенные Л. И. Салопом, лежат за пределами рассматриваемой площади. Только массив в бассейне р. Амалата расположен целиком в раннекаледонской складчатой области, все остальные полностью заключены в пределы верхнепротерозойской складчатости. Архейские породы образуют, кроме того, ряд мелких ксенолитов, встречающихся в разных частях описываемой площади среди протерозойских и нижнепалеозойских гранитоидов. Отмечавшиеся крупные глыбы архея почти со всех сторон обрублены разломами, часть которых может быть отнесена к категории глубинных, длительно развивавшихся и в последующее время. Общая слабая изученность архея позволяет наметить его первичную геологическую структуру лишь в самых общих чертах.

Ориентировка архейских складок южнее оз. Байкал и в Хамар-Дабане почти широтная; к западу от Хамар-Дабана, в Восточном Саяне, простирание этих складок постепенно становится отчетливо северо-западным («саянским»), а к востоку от него—северо-восточным («байкальским»); последнее для архейских складок в Байкальской горной области очень типично. Таким образом, вся система архейских складок в Саяно-Байкальской горной стране имеет вид дуги, обращенной выпуклостью к югу и повторяющей очертания южной окраины Сибирской платформы. Причины этой общей закономерности в ориентировке архейской складчатой структуры на описываемой площади пока остаются невыясненными. Е. В. Павловский и Н. В. Фролова, касаясь этого интересного вопроса, высказали предположение о наличии, в частности внутри Сибирской платформы, участков архея более ранней консолидации. По мнению Е. В. Павловского, эти участки могли явиться также и областями сноса терригенного материала, за счет которого, возможно, и формировались толщи архея на территории, включающей Саяно-Байкальскую горную страну.

На фоне описанной господствующей ориентировки структуры архейского складчатого комплекса местами наблюдаются заметные ее отклонения. Южнее оз. Байкал, в нижнем течении р. Джиды, например, известны участки с простиранием архейских складок, близким к меридиональному. На юге Байкальской глыбы складки архея ориентированы широко, а на севере почти меридионально. В Амалатской глыбе складки в плане имеют вид дуги, слегка изогнутой выпуклостью к югу. Сравнительно недалеко к северу от этой глыбы, в Южно-Муйской и Северо-Муйской глыбах, простирание архейских складок северо-восточное и почти меридиональное (Салоп, 1958д и др.). Более локальные отклонения в ориентировке складчатой структуры архея известны во многих участках. Причины этих местных отклонений, видимо, различны. Так, Л. И. Салоп (1958д) отмечает, что эти отклонения обычно связаны с внедрением крупных плутонических масс гранитоидов и объясняются приспособлением слоистых вмещающих пород, подвер-

гавшихся одновременно ультраметаморфизму, к форме диапир-плутонов.

Местами отклонения архейских складок от главного направления, по-видимому, обусловлены воздействием более молодых тектонических движений. Отмечавшаяся выше несколько необычная для архея ориентировка складчатой структуры в Амалатской глыбе, возможно, объясняется тем, что эта глыба сложена (если не полностью, то в значительной мере) нижним протерозоем, который здесь ошибочно принимается за архей. Известно, что нижний протерозой, выделяемый на смежной с глыбой площади, характеризуется, в общем, сходной структурой (см. ниже).

Морфология складок архейских толщ разнообразна. В разных частях описываемой территории, в том числе в Южном и Восточном Прибайкалье, архейские гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы смяты в крупные (до первых десятков километров) простые складки иногда с очень пологим падением крыльев. На больших пространствах в широких сводах таких антиклиналей метаморфические породы лежат почти горизонтально. В других местах Западного Забайкалья для архейских толщ более типичны сжатые сравнительно небольшие складки, крылья которых усложнены складками высших порядков; довольно часто встречаются опрокинутые складки, нередко образующие изоклиналильные серии (Хамар-Дабан).

По мнению Е. В. Павловского (1956) и Н. А. Флоренсова (1960а), сложные складки в толщах архея почти повсеместно испытали воздействие более молодых (протерозойских и нижнепалеозойских) тектонических движений. Структурный план этих движений в основном совпал с планом ранее созданной архейской структуры, что способствовало энергичной «доработке» последней.

Е. В. Павловский и Н. А. Флоренсов считают, что в архейских толщах развиты преимущественно простые складки (складки изгиба), сохранившиеся без заметных изменений на ограниченной площади. Очень сложна, по описаниям А. И. Сулоева и др. (1939б), Е. П. Чуйкиной, Ф. В. Кузнецовой и других исследователей, архейская структура в районе Слюдянки (в пределах Иркутской области), где архейская толща, по мнению Н. В. Фроловой (1953), не испытала диафтореза и не несет признаков повторного тектогенеза.

Архейские складки образуют крупные структурные элементы — антиклинории и синклинории. Однако выделить их все в настоящее время не представляется возможным. Один из антиклинориев субширотного простирания описан А. И. Сулоевым, П. И. Налетовым и другими исследователями вдоль южного побережья Байкала. Другой антиклинорий, северо-западного простирания, по П. И. Налетову, протягивается из среднего течения р. Темника через центральную часть Хамар-Дабана к верховью р. Иркута. В осевой части этого антиклинория обнажается с перерывами гнейсово-известняковая толща (слюдянский комплекс), а на крыльях лежит в общем менее метаморфизованная гнейсово-сланцевая толща, выделяемая как нерасчлененный архей. Между указанными антиклинориями П. И. Налетов отмечал архейский синклинорий. Прерывистый характер выходов более древних архейских образований в осевых частях упомянутых антиклинориев свидетельствует об ундуляции их шарниров. Синклинорную архейскую структуру К. П. Калинина и В. С. Малых (1959) и другие геологи наблюдали на восточном берегу Байкала к югу от Баргузинского залива.

Существенные осложнения в архейскую складчатую структуру были внесены протерозойскими, палеозойскими и более молодыми разрывными нарушениями — крупными разломами, сбросами, надвигами и пр.

Некоторые из них сопровождаются мощными зонами милонитов, катаклазитов, брекчий, что свидетельствует о неоднократных интенсивных повторных смещениях по ним.

Архейские ультраосновные и основные интрузивные породы — гипербазиты, сильно метаморфизованные (до амфиболитов) габбро, габбро-диабазы, диабазы и др. — слагают сравнительно редко встречающиеся небольшие штокообразные тела, которые в плане обычно несколько удлинены в соответствии с простираем вмещающих толщ.

Довольно распространенные архейские гранитоиды — аляскиты, биотитово-роговообманковые и другие граниты, гранодиориты, гнейсограниты — чаще всего слагают пластовые тела (мощностью от долей метра до десятков метров) и гораздо реже образуют секущие жилы, линзы и штоки. Гранитоидные тела обычно сопровождаются мощными зонами мигматизма. Известны и самостоятельные зоны и даже целые поля мигматизированных архейских пород.

Для внутренней структуры гранитоидных тел характерны явления протоклаза и наличие небольших гнейсовидных участков, представляющих собой часто едва различимые реликты вмещающих пород. Во многих случаях эти тела несут следы воздействия складкообразовательных процессов.

По представлениям Н. В. Фроловой (1953) и других геологов, описываемые гранитоиды являются продуктом ультраметаморфизма парапород, при котором образовавшийся местами расплав испытывал некоторую миграцию, что обусловило появление секущих тел. Архейские гранитоиды наиболее распространены в антиклинориях и заметно меньше в синклинориях.

Структурный ярус нижнего протерозоя в Западном Забайкалье сложен мощными (до 10 км и более) геосинклинальными отложениями, в состав которых входят метаморфизованные в разной степени вулканогенные породы, терригенные, карбонатные и некоторые другие.

Наиболее крупные участки развития нижнепротерозойских отложений находятся в Хамар-Дабане, в хребтах Морском, Икатском и Заганском, на Витимском плоскогорье, т. е. и в верхнепротерозойской, и в раннекаледонской складчатых областях. При этом во многих случаях они представляют собой уцелевшие части нижнепротерозойских синклинальных структур (синклинориев), но в современном эрозионном срезе приурочены в основном к более молодым, верхнепротерозойским и палеозойским структурам — антиклинориям (Заганский хребет) и реже к синклинориям.

Хотя нижнепротерозойские образования изучены, в общем, лучше архейских, все же многие стороны их внутренней структуры еще неясны. Нижнепротерозойская геосинклиналь, судя по имеющимся данным, была весьма обширной. Окрина ее, или, по Л. И. Салопу (1958д), внешний, миогеосинклинальный пояс байкалид¹, находилась западнее современной Байкальской горной области, а ее внутренняя, эвгеосинклинальная часть, в том числе Западное Забайкалье, распространялась далеко на восток и юго-восток. Внутреннее строение геосинклинали было очень сложным. По представлениям Е. В. Павловского (1956), Л. И. Салопы (1958д) и других исследователей, в начале ниж-

¹ Нижнепротерозойский пояс байкалид, выделенный Л. И. Салопом (1956а, 1958д и др.) назван неудачно. Как известно, байкальским комплексом М. М. Тетяев (1923—1924, 1938) давно назвал трехчленный разрез Прибайкалья (качергатская, улунтуйская, голоустенская свиты), относимый им к кембрию, а другими к верхнему протерозою (синию). Кроме того, Н. С. Шатский (1932, 1956) выделил «байкальскую складчатость» применительно к отрезку времени верхний протерозой — кембрий.

него протерозоя произошло интенсивное дробление архейского складчатого сооружения с дифференцированными движениями отдельных его частей и обособлением контуров платформенных масс — Чарской глыбы и Ангарской платформы (по Л. И. Салопу), Алданской плиты и др., а в пределах нижнепротерозойской эвгеосинклинали с обособлением внутренних массивов — Байкальской, Хамар-Дабанской, Амалатской, Южно-Муйской и Северо-Муйской глыб.

Внутренние массивы почти везде были ограничены, а некоторые и рассечены крупными глубинными разломами (Салоп, 1958ж; Тихонов, 1958). В образовавшихся прогибах происходило энергичное накопление геосинклинальных толщ, а в пределах платформенных участков и внутренних массивов, оказавшихся приподнятыми, шла интенсивная эрозия. Местами в прогибах вблизи таких приподнятых участков накапливались терригенные, в том числе грубообломочные, осадки. Кроме того, питание геосинклинали нередко происходило за счет подводных излияний эффузивов и выбросов пирокластов. В других частях накапливались существенно карбонатные отложения (зунмурина свита Хамар-Дабана). Развитие нижнепротерозойской геосинклинали завершилось интенсивным складкообразованием и интрузиями, преимущественно гранитными. Сформировавшаяся при этом складчатая структура унаследовала структурный план архея. Так, в Хамар-Дабане господствующее простирание шарниров нижнепротерозойских складок, так же как и архейских, субширотное. В Заганском и Морском хребтах оно северо-восточное.

Местами в ориентировке нижнепротерозойских складок такой унаследованности (от более древних структур) не наблюдается. Это относится прежде всего к участкам, примыкающим к нижнепротерозойским внутренним массивам, сложенным архейскими породами. Например, у северо-западной окраины Амалатской глыбы складки нижнего протерозоя имеют северо-восточное, почти меридиональное простирание, а складки возможного архея ориентированы в широтном направлении. Подобные же взаимоотношения между архейскими и нижнепротерозойскими складками Л. И. Салоп (1958д) наблюдал на границах Муйских глыб и на юге Чарской глыбы, но там северо-восточное и меридиональное простирания имеют архейские складки, а широтное — нижнепротерозойские.

Весьма сложную ориентировку имеют складки нижнепротерозойских толщ на Витимском плоскогорье, в Икатском и Южно-Муйском хребтах. На Витимском плоскогорье почти в самом верховье р. Амалата нижний протерозой смят в складки, расходящиеся веерообразно на запад и северо-восток. В Икатском хребте, в трех разрозненных жестких массивах (Руднев, 1957), нижнепротерозойские складки ориентированы в разных направлениях. В самом крупном Гаргинском массиве они имеют северо-западное, а в Аргодинском — субмеридиональное простирание. Эти складки, как и в верховье р. Амалата, образуют веер, но расходящийся на юго-восток. В Южно-Муйском хребте, по данным Д. Жалсабона, складки в нижнепротерозойской уакитской серии имеют субмеридиональное и северо-северо-западное простирание и резко обрезаются на юге и севере разломами. Ориентировка складок нижнепротерозойских толщ в разных направлениях, образующих, однако, некоторое подобие выпуклой к югу кривой, создает впечатление, что в северо-западной части Витимского плоскогорья они огибали какой-то внутренний массив, впоследствии целиком переработанный более молодыми тектоническими движениями. Вместе с тем эта выпуклая на юг дуга нижнепротерозойских структур как бы смыкается с аналогичной по возрасту Байкало-Патомской дугой.

Как отмечают Е. В. Павловский (1956) и другие геологи, в нижнепротерозойских толщах в основном развиты параллельные складки изгиба. Крылья крупных складок обычно осложнены более мелкими складками (до плейчатости), в которых местами, преимущественно на участках проявления сильного метаморфизма, сказались явления течения и будинажа. Иногда в нижнепротерозойских синклиналиях и антиклиналях наблюдаются изоклинальные и опрокинутые складки (Заганский антиклинорий, синклиний в центральной части Хамар-Дабана).

Существенным элементом нижнепротерозойской структуры являются разломы, в том числе глубинные. Многие глубинные разломы, заложенные еще в начале нижнего протерозоя, оказались очень активными и развивались до мезозоя и кайнозоя включительно. Местами они приурочены к границам внутренних массивов или расчленяют их на отдельные блоки (Гаргинский, Амалатский и Заганский массивы). Крупные разломы обычно сопровождаются мощными зонами тектонитов, а местами зонами диафторированных пород; часто разломы контролируют размещение эффузивов и офиолитовых интрузий.

К наиболее ранним, нижнепротерозойским интрузивным образованиям принадлежат гипербазиты и базиты, встречающиеся в форме пластообразных, линзовидных, штокообразных тел и реже даек.

В Баргузинском хребте описываемые интрузивные породы приурочены к разломам, пересекающим Байкальскую глыбу и имеющим северо-восточное, близкое к меридиональному простирание. В Среднем Витиме интрузивы основных и ультраосновных нижнепротерозойских пород пространственно тяготеют к глубинным разломам, ограничивающим Муйские глыбы (Салоп, 1958д; Тихонов, 1957, 1958), и занимают довольно широкую полосу, вытянутую в северо-западном, почти меридиональном направлении. К этим же структурам пространственно тяготеет массив габброидов в низовье р. Ципы.

Из всех нижнепротерозойских интрузивных образований самыми распространенными являются гранитоиды. В Хамар-Дабане, в хребте Улан-Бургасы и на Витимском плоскогорье они слагают довольно многочисленные син- и посторогенные плутоны разных размеров; из которых самые крупные (по р. Амалату и др.) в плане измеряются многими сотнями квадратных километров. В большинстве интрузивные тела заметно удлинены в соответствии с простиранием вмещающих архейских (в Хамар-Дабане) и нижнепротерозойских (в хребте Улан-Бургасы и др.) толщ. Однако отдельные интрузивы (по р. Амалату и др.) имеют изометричные и неправильные очертания и располагаются вне зависимости от простирания архейской и нижнепротерозойской складчатых структур.

Внутреннее строение гранитоидных тел довольно сложное. Часто в них проявляется зональное расположение различных структурных, текстурных и петрографических элементов. Местами характерны четко выраженные линейные и плоскостные текстуры, сланцеватость, нередко наблюдается сильный общий катаклиз.

К началу верхнего протерозоя относится существенная реконструкция геосинклинальной области, сопровождавшаяся, как отмечали Е. В. Павловский (1956) и другие исследователи, резким сокращением ее площади и увеличением платформенных масс. Амалатская и Муйская глыбы были спаяны и вместе с другими участками образовали единый массив. Кроме того, в разных частях геосинклинальной области обособились новые внутренние массивы, в частности отмечавшиеся ранее Горбылокский, Гаргинский и Аргодинский (Руднев, 1957).

Верхнепротерозойские стратифицированные образования представлены мощной серией (свыше 10 км) различно метаморфизованных терригенных, вулканогенных и хемогенных отложений. Значительное место в разрезе верхнего протерозоя принадлежит флишевой формации. В ряде пунктов северной части Байкальской горной области установлено трансгрессивное и несогласное залегание верхнепротерозойских отложений на осадках нижнего протерозоя (Павловский, 1956; Салоп, 1958ж).

Верхнепротерозойские отложения распространены на описываемой территории, в общем, так же ограничено, как и нижнепротерозойские. Напротив, верхнепротерозойские гранитоиды развиты широко и занимают около 25% всей площади.

Наиболее значительные выходы верхнепротерозойских отложений находятся на Витимском плоскогорье, в хребтах Икатском, Улан-Бургасы, Баргузинском; по всей вероятности, к верхнему протерозою относится часть битуджинской свиты (серии), выделенной как нерасчлененный протерозой и занимающей довольно большие пространства в Хамар-Дабане и в бассейне р. Джиды. Кроме того, метаморфизованные осадочные верхнепротерозойские породы встречаются среди верхнепротерозойских и нижнепалеозойских гранитоидов в виде многочисленных мелких ксенолитов. Последние имеют четко выраженное линейное расположение и тяготеют к ряду полос, вытянутых в северо-восточном направлении. С этими полосами, видимо, в основном совпадали крупные верхнепротерозойские синклиналии, от которых сохранились лишь небольшие части, представляющие провесы кровли среди гранитоидов.

Господствующая ориентировка верхнепротерозойских складок в основном соответствует структурному плану предшествовавшего нижнепротерозойского этапа. Южнее оз. Байкал верхнепротерозойские складки образуют выпуклую к югу дугу. В восточной части Хамар-Дабана и далее к востоку и северо-востоку главным простиранием этих складок становится северо-восточное. Вместе с тем имеются местные резкие расхождения между верхнепротерозойской и более древними (архейской и нижнепротерозойской) складчатыми структурами.

Местами верхнепротерозойские складки имеют почти меридиональное простирание (район Торея в бассейне р. Джиды). Подобные отклонения отмечались здесь и в складчатой структуре архея, образующего выступ, отходящий от Хамар-Дабана на юг почти до р. Джиды.

Широтной ориентировкой верхнепротерозойские складки характеризуются на востоке Хамар-Дабана, в средней части хребта Улан-Бургасы и в некоторых других пунктах. Этим отклонениям пока трудно дать какое-либо объяснение, так как они относятся к небольшим ксенолитам, окруженным со всех сторон гранитоидами. В верховье р. Амалата, по данным П. В. Осокина, верхнепротерозойские складки, изгибаясь дугообразно выпуклостью к югу, по-видимому, повторяют очертания платформенных масс, обособившихся южнее и восточнее и примкнувших к Амалатской глыбе.

Сложны по ориентировке складки верхнего протерозоя в Икатском хребте. Здесь были установлены необычные для этого района северо-западные простирания (Павловский, Хренов, Беличенко, 1954), которые затем объяснялись влиянием Бодайбинского внутреннего массива (Павловский, 1956). Однако, судя по сумме фактов, определяющую роль при формировании верхнепротерозойской складчатой структуры здесь сыграли упоминавшиеся выше внутренние массивы,

сложенные нижнепротерозойскими породами, которые, как показал В. П. Руднев (1957), огибаются верхнепротерозойскими складками.

Резкие изгибы шарниров верхнепротерозойских складок от северо-восточного до субмеридионального и северо-северо-западного простиранья известны в бассейне р. Катеры и на левобережье р. Верхней Ангары (Л. И. Салоп, П. И. Шобогоров). Здесь можно предположить начало центроклинального замыкания синклинория, продолжающегося в верховье р. Правой Мамы.

Морфология складок верхнего протерозоя местами весьма сложная. Иногда наблюдаются сжатые и опрокинутые складки, крылья которых осложнены более мелкими складками. Формирование мелких складок обычно сопровождалось течением вещества слоев, о чем свидетельствуют частые раздвухи их замковых частей, пережимы крыльев, резкая дисгармония (Хренов, 1954). В системе мелких складок изредка отмечаются явления будинажа, а в менее пластичных породах — разрыва.

Крупные элементы верхнепротерозойской структуры — антиклинории и синклинории — отчетливо выделяются лишь в немногих районах. В большинстве же они прослеживаются по разрозненным фрагментам. Один из таких синклинориев намечается на юго-западе Хамар-Дабана, где он в главной части перекрыт нижнепалеозойскими отложениями. Другие синклинории расположены на юго-восточных склонах Хамар-Дабана, к юго-востоку от хребта Улан-Бургасы, в Баргузинском хребте. Крупный антиклинорий северо-восточного простиранья выделен по р. Витимкану (Павловский, Хренов, Беличенко, 1954; Руднев, 1957). Ядро его сложено сланцами суванихинской свиты, а на крыльях выходят карбонатные сланцы и мраморы икатской и тилимской свит. Однако чаще на месте верхнепротерозойских антиклинорий структур на уровне современного эрозионного среза лежат плутоны верхнепротерозойских гранитоидов. В Заганском хребте плутон таких гранитоидов¹ приурочен к нижнепротерозойскому антиклинорию, а в Хамар-Дабане и в некоторых других местах плутоны залегают в архейских структурах. Интрузивные тела верхнепротерозойских гранитоидов известны, кроме того, на Витимском плоскогорье, в хребтах Улан-Бургасы, Икатском, Баргузинском и др. Они слагают тела разной величины, которые, как правило, в плане удлинены в соответствии с простиранием вмещающих толщ (в Хамар-Дабане почти в широтном направлении, на остальной территории — на северо-восток).

Внутренняя структура плутонов изучена слабо. В них иногда наблюдается зональное размещение пород, различных по петрографическому составу, структуре и текстуре. В эндоконтактах многие интрузивы обладают гнейсовидной текстурой, на других участках проявляется линейная и плоскостная ориентировка породообразующих минералов (вкрапленников полевых шпатов, листочков биотита или зерен амфиболов и пр.).

Верхнепротерозойские базиты слагают мелкие линзообразные и штокообразные тела, залегающие в архейских, нижнепротерозойских и верхнепротерозойских гнейсах и сланцах и всегда заметно вытянутые по их простиранью. Они образуют, кроме того, мелкие ксенолиты, встречающиеся в верхнепротерозойских, а кое-где и в палеозойских гранитоидах. Большинство выходов базитов приурочено к определенным

¹ Следует отметить, что наличие крупного плутона гранитоидов, относимого к верхнему протерозою, не согласуется с возрастом структуры вмещающих метаморфических толщ, считающихся нижнепротерозойскими. Возможно, что здесь имеются разновозрастные гранитоиды, в том числе ниже- и верхнепротерозойские и более молодые.

линейно вытянутым зонам северо-восточного простирания (Икатский и Баргузинский хребты и др.).

Важным элементом верхнепротерозойской структуры являются разрывные дислокации, многие из них, по-видимому, были заложены еще в нижнем протерозое. Некоторые развивались в краевых частях жестких массивов. Например, надвиг по южной окраине Гаргинской глыбы (Руднев, 1957) образовался до внедрения гранитов баргузинского комплекса, так как последние обрезают его и на северо-западе и на востоке. Часть разломов сопровождается мощными зонами милонитизации и катаклаза.

Для значительной части Восточного Прибайкалья и Витимского плоскогорья верхнепротерозойская складчатость явилась завершающим этапом геосинклинального развития. В нижнем палеозое геосинклинальное развитие продолжалось лишь в юго-восточной и центральной частях Бурятии. К северу, в области завершенной верхнепротерозойской складчатости, продолжали существовать отдельные прогибы, относящиеся к категории остаточных геосинклиналей (Пейве, Сеницын, 1950).

Нижний палеозой, главным образом кембрий, а также условно выделяемый в бассейне р. Джиды кембро-ордовик представлены мощными типично эвгеосинклинальными отложениями, среди которых имеются терригенные, карбонатные, кремнистые, туфогенные и эффузивные образования. В некоторых местах, например на юго-западе геосинклинальной области (в бассейне Джиды), в разрезе нижнего палеозоя заметную роль играет флиш, а на северо-востоке в ряде пунктов встречаются красноцветные терригенные отложения. Палеонтологически в разрезе нижнего палеозоя охарактеризован только нижний кембрий (ленский ярус).

К нижнему палеозою принадлежат также разнообразные интрузивные породы — гипербазиты (цакирский интрузивный комплекс), габброиды (бирамьинский интрузивный комплекс) и гранитоиды (наштуйский и джидинский интрузивные комплексы).

Оформление складчатой структуры нижнего палеозоя относится к раннекаледонскому циклу тектогенеза (салаирская складчатость). Все крупные участки нижнепалеозойских отложений имеют синклинорное строение и пространственно часто совпадают с синклинальными структурами верхнего протерозоя.

Джидинский синклиниорий, расположенный к юго-западу от Хамар-Дабана, в среднем и верхнем течении р. Джиды, вытянут с юго-востока на северо-запад почти на 200 км. В слагающем его мощном (более 10 км) нижнем палеозое, в котором палеонтологически доказано присутствие ленского яруса нижнего кембрия, Е. Н. Смолянский выделяет нижнекембрийские хасуртинскую и долон-модонскую свиты и условно относимую к кембро-ордовику джидинскую свиту (подробнее см. главу «Стратиграфия»). Низы хасуртинской свиты (булуктаевская подсвита) представлены различными сланцами, известняками, песчаниками, конгломератами, верхняя ее часть (зунойгорская подсвита) состоит главным образом из конгломератов и песчаников, а долон-модонская свита сложена главным образом эффузивными образованиями спилито-кератофировой формации. Джидинская свита объединяет конгломераты, песчаники, известняки и сланцы. Хасуртинская и долон-модонская свиты выходят на поверхность преимущественно в крыльях синклиниория, джидинская слагает в основном внутренние его части.

Накопление нижнепалеозойских толщ в Джидинском районе, как считает Е. Н. Смолянский, происходило в условиях сложного менявшегося рельефа, перестройка которого на отдельных этапах развития

вызывалась явлениями местной инверсии. В стадии осадконакопления активную роль играли глубинные разломы северо-западного простирания, располагавшиеся по периферии геосинклинального прогиба и способствовавшие мощным излияниям основных лав и выбросу пирокластов. Нижнепалеозойские эффузивные образования в Джидинском синклинории приурочены главным образом к его краевым частям (особенно в юго-западном крыле). По мере продвижения к ядру синклинория их мощность постепенно уменьшается и затем они совершенно исчезают. Важное значение глубинные разломы имели для развития интрузивной деятельности в нижнем палеозое. В последующем они также продолжали контролировать размещение мезозойских интрузивов.

Оформление структуры Джидинского синклинория, видимо, произошло в процессе двух, а может быть, даже трех нижнепалеозойских этапов складкообразования. Об этом свидетельствуют наблюдающиеся местами в разрезе нижнего палеозоя перерывы в осадконакоплении и явления несогласия. Дальнейшие исследования, вероятно, позволят выделить здесь соответствующие структурные подъярусы.

Нижнепалеозойские складки имеют преимущественно северо-западное ($310-320^\circ$) простирание, однако нередко ориентировка их приближается к широтной или меридиональной. Падение крыльев складок обычно крутое ($40-80^\circ$), нередко складки опрокинуты, чаще на юго-запад. Крылья крупных складок осложнены более мелкими складками, местами распространены явления дисгармонии. Шарнир синклинория ундулирует. Во внутренней части синклинория выделяются отдельные крупные антиклинали, имеющие сложное строение.

Ряд сравнительно крупных синклинориев, сложенных нижнепалеозойскими отложениями, выделен на Витимском плоскогорье. В его северо-восточной части находятся Бамбуйский (верховья р. Ципы и рч. Бамбуйки) и Богдаринский (водоразделы рек Талои, Усоя и Амалата) синклинории, а в юго-западной — Курбино-Витимский синклинорий (правобережье р. Уды, водоразделы рек Кыдымита, Зазы, Холоя). Кроме того, в разных частях Западного Забайкалья оконтурены менее значительные участки нижнепалеозойских отложений, представляющие собой уцелевшие обрывки синклинальных структур (хребты Улан-Бургасы, Икатский и др.).

Курбино-Витимский синклинорий по остаткам сохранившихся структур прослежен с юго-запада на северо-восток на расстояние свыше 300 км (Беличенко и др., 1961). Вследствие глубокой эрозии от синклинория сохранились лишь разобщенные фрагменты, среди которых выделяются Мылдыгенская, Онинская, Олдындинская, Алянгинская и Ульдзугуйская синклинали и Химгильдинская, Хысехинская и Субинская антиклинали. Эти крупные складки сложены различными свитами кембрийского разреза. Местами в крыльях складок выходит химгильдинская свита, представленная различными сланцами и эффузивами (кварцево-кератофировой формации). В ядрах их залегают известняки олдындинской свиты с археоциатовой фауной ленского яруса. Крупные складки дополнительно собраны в мелкие с углами падения крыльев $30-35^\circ$; оси мелких складок ориентированы параллельно основному северо-восточному простиранию шарниров синклиналей или антиклиналей.

Пестроцветные молассовые отложения, относимые условно к верхнему кембрию (Беличенко, Хренов, Чернов, 1961) и развитые на Витимском плоскогорье, образуют верхний структурный подъярус нижнего палеозоя. Эти отложения по рекам Витиму, Турке, Богдарину собраны в простые синклинальные или брахисинклинальные складки с углами

падения крыльев в пределах 30—50°. Вблизи разломов углы падения крыльев становятся круче (до 80°). Всегда наблюдается азимутальное несогласие между верхним и нижним подъярусами нижнего палеозоя. Например, Ульдзутуйская синклинали—элемент нижнего структурного подъяруса — простирается на северо-восток 20—30°, тогда как шарнир находящейся здесь же Исташинской верхнекембрийской синклинали простирается на северо-восток под углом 50—60°. Это структурное несогласие обусловлено складчатостью между нижним и верхним кембрием, совпадающей с начальными этапами раннекаледонского (салаирского) тектогенеза. В это же время происходило внедрение крупных магматических масс преимущественно кислого состава.

Наиболее древними интрузивными образованиями в нижнем палеозое являются гипербазиты цакирского комплекса, выделенные в бассейне р. Джиды, где они слагают многочисленные, но не крупные штокообразные и линзообразные тела, расположенные главным образом на площади развития нижнего палеозоя; лишь немногие из них залегают в сланцах протерозойской битуджидинской свиты. Почти все интрузивные тела заметно вытянуты на северо-запад в соответствии с господствующим простиранием складчатой структуры вмещающих толщ. Пространственно они приурочены к глубинным разломам, проходящим в крыльях и в ядре Джидинского синклинория.

К следующим по возрасту интрузивным образованиям нижнего палеозоя принадлежат основные породы бирамьинского комплекса — габбро, нориты, анортозиты, габбро-диориты и диориты. Они слагают разные по величине штокообразные тела (самые крупные не превышают 10 км в поперечнике) в бассейне р. Джиды, в Хамар-Дабане, в хребтах Моностойском, Улан-Бургасы, Икатском, на Витимском плоскогорье. В бассейне р. Джиды мелкие штоки базитов прослеживаются вдоль северо-восточного крыла синклинория, где их размещение контролируется упоминавшимися выше глубинными разломами. На востоке Хамар-Дабана, по Витиму, в устье рек Ципы и Конды тела этих пород расположены в виде цепочек субмеридионального простиранья. Причина такой закономерности в размещении нижнепалеозойских габброидов пока не выяснена. По-видимому, и здесь немаловажное значение имели глубинные разломы. В хребтах Улан-Бургасы, Икатском и других основные интрузивные породы скорее тяготеют к полосам северо-восточного простиранья.

Разнообразные нижнепалеозойские гранитоиды (нашитуйский и джидинский комплексы) в пределах раннекаледонской складчатой области слагают множество интрузивных тел, в том числе огромные плутоны. В бассейне р. Джиды эти гранитоиды приурочены главным образом к крыльям Джидинского синклинория, их тела здесь отчетливо вытянуты в северо-западном направлении. В центральной части Бурятии контуры массивов нижнепалеозойских гранитоидов имеют в основном северо-восточную ориентировку. Сложное строение почти всех массивов объясняется, с одной стороны, многостадийностью формирования слагающих их различных пород, а с другой — процессами дифференциации и ассимиляции.

Вмещающие породы — нижнепалеозойские отложения и более древние образования — под воздействием раннекаледонских интрузий (особенно кислых) были метаморфизованы. Некоторые испытали перекристаллизацию, другие подверглись ороговикованию, а местами в них проявились процессы скарнообразования, слабой мигматизации и т. д.

В области верхнепротерозойской складчатости нижнепалеозойский этап развития отразился в накоплении отложений субгеосинклиналь-

вызывалась явлениями местной инверсии. В стадии осадконакопления активную роль играли глубинные разломы северо-западного простирания, располагавшиеся по периферии геосинклинального прогиба и способствовавшие мощным излияниям основных лав и выбросу пирокластов. Нижнепалеозойские эффузивные образования в Джидинском синклинории приурочены главным образом к его краевым частям (особенно в юго-западном крыле). По мере продвижения к ядру синклинория их мощность постепенно уменьшается и затем они совершенно исчезают. Важное значение глубинные разломы имели для развития интрузивной деятельности в нижнем палеозое. В последующем они также продолжали контролировать размещение мезозойских интрузивов.

Оформление структуры Джидинского синклинория, видимо, произошло в процессе двух, а может быть, даже трех нижнепалеозойских этапов складкообразования. Об этом свидетельствуют наблюдающиеся местами в разрезе нижнего палеозоя перерывы в осадконакоплении и явления несогласия. Дальнейшие исследования, вероятно, позволят выделить здесь соответствующие структурные подъярусы.

Нижнепалеозойские складки имеют преимущественно северо-западное ($310-320^\circ$) простирание, однако нередко ориентировка их приближается к широтной или меридиональной. Падение крыльев складок обычно крутое ($40-80^\circ$), нередко складки опрокинуты, чаще на юго-запад. Крылья крупных складок осложнены более мелкими складками, местами распространены явления дисгармонии. Шарнир синклинория ундулирует. Во внутренней части синклинория выделяются отдельные крупные антиклинали, имеющие сложное строение.

Ряд сравнительно крупных синклинориев, сложенных нижнепалеозойскими отложениями, выделен на Витимском плоскогорье. В его северо-восточной части находятся Бамбуйский (верховья р. Ципы и рч. Бамбуйки) и Богдаринский (водоразделы рек Талои, Усоя и Амалата) синклинорий, а в юго-западной — Курбино-Витимский синклинорий (правобережье р. Уды, водоразделы рек Кыдымита, Зазы, Холоя). Кроме того, в разных частях Западного Забайкалья оконтурены менее значительные участки нижнепалеозойских отложений, представляющие собой уцелевшие обрывки синклинальных структур (хребты Улан-Бургасы, Икатский и др.).

Курбино-Витимский синклинорий по остаткам сохранившихся структур прослежен с юго-запада на северо-восток на расстояние свыше 300 км (Беличенко и др., 1961). Вследствие глубокой эрозии от синклинория сохранились лишь разобщенные фрагменты, среди которых выделяются Мылдыгенская, Онинская, Олдындинская, Алянгинская и Ульдзутуйская синклинали и Химгильдинская, Хысехинская и Субинская антиклинали. Эти крупные складки сложены различными свитами кембрийского разреза. Местами в крыльях складок выходит химгильдинская свита, представленная различными сланцами и эффузивами (кварцево-кератофировой формации). В ядрах их залегают известняки олдындинской свиты с археоциатовой фауной ленского яруса. Крупные складки дополнительно собраны в мелкие с углами падения крыльев $30-35^\circ$; оси мелких складок ориентированы параллельно основному северо-восточному простиранию шарниров синклиналей или антиклиналей.

Пестроцветные молассовые отложения, относимые условно к верхнему кембрию (Беличенко, Хренов, Чернов, 1961) и развитые на Витимском плоскогорье, образуют верхний структурный подъярус нижнего палеозоя. Эти отложения по рекам Витиму, Турке, Богдарину собраны в простые синклинальные или брахисинклинальные складки с углами

падения крыльев в пределах 30—50°. Вблизи разломов углы падения крыльев становятся круче (до 80°). Всегда наблюдается азимутальное несогласие между верхним и нижним подъярусами нижнего палеозоя. Например, Ульдзугуйская синклинали—элемент нижнего структурного подъяруса—простирается на северо-восток 20—30°, тогда как шарнир находящейся здесь же Исташинской верхнекембрийской синклинали простирается на северо-восток под углом 50—60°. Это структурное несогласие обусловлено складчатостью между нижним и верхним кембрием, совпадающей с начальными этапами раннекаледонского (салаирского) тектогенеза. В это же время произошло внедрение крупных магматических масс преимущественно кислого состава.

Наиболее древними интрузивными образованиями в нижнем палеозое являются гипербазиты цакирского комплекса, выделенные в бассейне р. Джиды, где они слагают многочисленные, но не крупные штокообразные и линзообразные тела, расположенные главным образом на площади развития нижнего палеозоя; лишь немногие из них залегают в сланцах протерозойской битуджидинской свиты. Почти все интрузивные тела заметно вытянуты на северо-запад в соответствии с господствующим простираем складчатой структуры вмещающих толщ. Пространственно они приурочены к глубинным разломам, проходящим в крыльях и в ядре Джидинского синклинория.

К следующим по возрасту интрузивным образованиям нижнего палеозоя принадлежат основные породы бирамьинского комплекса—габбро, нориты, анортозиты, габбро-диориты и диориты. Они слагают разные по величине штокообразные тела (самые крупные не превышают 10 км в поперечнике) в бассейне р. Джиды, в Хамар-Дабане, в хребтах Моностойском, Улан-Бургасы, Икатском, на Витимском плоскогорье. В бассейне р. Джиды мелкие штоки базитов прослеживаются вдоль северо-восточного крыла синклинория, где их размещение контролируется упоминавшимися выше глубинными разломами. На востоке Хамар-Дабана, по Витиму, в устье рек Ципы и Конды тела этих пород расположены в виде цепочек субмеридионального простирания. Причина такой закономерности в размещении нижнепалеозойских габброидов пока не выяснена. По-видимому, и здесь немаловажное значение имели глубинные разломы. В хребтах Улан-Бургасы, Икатском и других основные интрузивные породы скорее тяготеют к полосам северо-восточного простирания.

Разнообразные нижнепалеозойские гранитоиды (нашутуйский и джидинский комплексы) в пределах раннекаледонской складчатой области слагают множество интрузивных тел, в том числе огромные плутоны. В бассейне р. Джиды эти гранитоиды приурочены главным образом к крыльям Джидинского синклинория, их тела здесь отчетливо вытянуты в северо-западном направлении. В центральной части Бурятии контуры массивов нижнепалеозойских гранитоидов имеют в основном северо-восточную ориентировку. Сложное строение почти всех массивов объясняется, с одной стороны, многостадийностью формирования слагающих их различных пород, а с другой—процессами дифференциации и ассимиляции.

Вмещающие породы—нижнепалеозойские отложения и более древние образования—под воздействием раннекаледонских интрузий (особенно кислых) были метаморфизованы. Некоторые испытали перекристаллизацию, другие подверглись ороговикованию, а местами в них проявились процессы скарнообразования, слабой мигматизации и т. д.

В области верхнепротерозойской складчатости нижнепалеозойский этап развития отразился в накоплении отложений субгеосинклиналь-

ного типа, происходившем в обособленных весьма редких прогибах (Баргузинский и Икатский хребты, северо-западная часть Витимского плоскогорья и др.), с последующим формированием складчатой структуры (Баргузинский синклиорий и др.) и внедрением основных и кислых интрузивных пород (витимканский комплекс). Однако здесь интрузивная деятельность была ограниченной и захватила лишь отдельные узкие зоны.

В развитии палеозойской геосинклинальной области большую роль играли разломы. Многие из них были заложены, очевидно, еще в протерозое, тем не менее позднее они по-прежнему оставались очень активными. Наряду с этим в нижнем палеозое, по-видимому, появились новые разрывы. Южнее оз. Байкал для разломов типично северо-западное и почти широтное простирание; северо-восточным разрывным дислокациям здесь принадлежит второстепенная роль. К востоку и северо-востоку господствующее значение приобретают разломы северо-восточного простирания, а северо-западные дизъюнктивы редки.

Многие разломы сопровождаются мощными зонами милонитов, катаклазитов и брекчий. С разломами связаны, как уже отмечалось, различные эндогенные процессы — магматизм в эффузивной и интрузивной формах (например, в бассейне рек Джиды, Кыдымита, Холоя и Зазы), гидротермальные и другие постмагматические процессы и метаморфизм окружающих пород.

Значительная часть разломов оставалась активной и в последующее время — в среднем и верхнем палеозое, в мезозое и кайнозое, что отразилось и в геологической структуре и в размещении многочисленных новообразованных магматических и осадочных пород, месторождений и рудопроявлений.

До сих пор нет единого взгляда на условия, определившие ход геологического развития Западного Забайкалья в среднем и верхнем палеозое. Лишь на крайнем юго-западе, в бассейне р. Чикоя (по границе с Читинской областью), сохранились морские осадки, относящиеся к пермской системе. Кроме того, давно известны сообщения А. В. Львова (1924) и Б. Н. Артемьева (1934) о находках в бассейне р. Джиды морской фауны девона. Однако повторить их никому не удалось. Поэтому были высказаны сомнения в существовании здесь девонских толщ (Налетов и др., 1941; Смолянский, 1960 и др.). Но независимо от этого обстоятельства, все же высказываются мнения о большом влиянии герцинских движений на развитие юго-западной части Бурятии (Иванов, 19476; Флоренсов, 1948, 19546, 1960а; Павловский и Флоренсов, 1951 и др.). Многие считают, что герцинскими движениями были охвачены лишь районы Зачикойской горной страны и к югу от Яблонового хребта. Так, М. С. Нагибина (1960), А. Д. Щеглов (1959, 1960), Г. Л. Падалка (1960) и другие исследователи изображают северную границу герцинской складчатости по глубинному разлому — Чикой-Ингодинскому краевому шву. Эти исследователи, по-видимому, не допускают возможности магматической деятельности (или ограничивают ее) в среднем и верхнем палеозое к северу от указанной границы. Между тем Н. А. Флоренсов (19546, 1960а) справедливо считает, что нет оснований отрицать вероятность былого распространения осадочных толщ и магматических комплексов среднего палеозоя в бассейнах современных рек Хилка и Уды, в низовьях Селенги и Чикоя, так как эти территории располагались непосредственно в краевой зоне среднепалеозойской геосинклинали. Следовательно, в настоящее время еще трудно наметить точную северную границу ранних герцинид или исключить их из пределов Западного Забайкалья.

На предлагаемой тектонической схеме ориентировочно показана северная граница герцинид в пределах Бурятии. Однако есть основание считать, что магматические образования среднего и верхнего палеозоя выходят за пределы намеченной границы к северу, в каледонское основание. Известно, что к среднему палеозою П. И. Налетов и другие авторы относили гранитоиды джидинского комплекса. Е. Н. Смолянский (1960), Д. Жалсабон и другие геологи считали наиболее поздние граниты джидинского комплекса аналогом гранитов даурского комплекса, развитого в Зачикойской горной стране. В бассейне р. Уды и по правобережью Витима, по мнению П. М. Хренова, варисскими могут оказаться гранитоиды, прорывающие иташинскую свиту верхнего кембрия.

Кроме того, условность границы герцинид на крайнем юго-востоке Бурятии усугубляется неясностью стратиграфического положения боргойской свиты. Последняя считалась протерозойской (В. А. Обручев, П. М. Клевенский), протерозойско-кембрийской (П. И. Налетов, Д. Д. Сагалуев и др.), пермо-триасовой (Н. П. Михно и др.). Эта свита собрана в крутые складки преимущественно северо-восточного простирания и нарушена разломами. По крупным тектоническим нарушениям, особенно хорошо прослеживаемым по южным склонам Боргойского хребта, породы этой свиты часто превращены в милониты; эффузивы местами превращены в порфириды. Сильная дислоцированность и изменение первичного состава пород свиты послужили причиной того, что ее возраст определялся в столь широких пределах. Полученные в последнее время данные (Н. П. Михно, Ю. В. Комаров, А. И. Киселев и др.) позволяют отнести боргойскую свиту к пермо-триасу (подробнее см. главу «Стратиграфия»). Если последнее правильно и если учитывать положение смятой в крутые складки пермской гутайской толщи по Чикою, то южная часть Бурятии должна быть включена в северную окраину герцинской складчатой зоны.

В мезозое область завершенной складчатости протерозоид, каледонид и герцинид Западного Забайкалья пережила новую вспышку тектонической активизации, которая заслуживает специального обзора.

ДОМЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО И ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ, СРЕДНЕ-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ И ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Северная часть территории Бурятской АССР входит в состав докембрийской — раннепалеозойской Байкальской складчатой области, обрамляющей с юго-востока Сибирскую платформу и ограниченной с противоположной стороны более молодыми складчатыми структурами Забайкалья.

Тектоническое строение этой области издавна привлекало к себе внимание отечественных и зарубежных ученых.

По представлению одного из первых исследователей геологии Восточной Сибири И. Д. Черского (1881), основные тектонические структуры региона были созданы в конце лаврентьевской эры и начиная с нижнего палеозоя на месте орогенной зоны существовал относительно стабильный материк, никогда более не покрывавшийся морем. Австрийским геологом Э. Зюссом (1901) эта идея была положена в основу известной концепции «древнего теменн Ази», согласно которой Байкальская горная область вместе с соседними горными сооружениями юга Сибири является докембрийским материковым ядром, вокруг которого во время мировых эпох диастрофизма последовательно нарастали орогенные пояса.

Иная точка зрения была высказана несколько позже французским ученым Л. Делонэ (1909, 1911), рассматривавшим Байкальскую горную область как каледонский складчатый пояс, возникший около южной окраины Сибирской (Ангарской) платформы.

Эти два противоположных представления в течение длительного времени были предметом острой дискуссии между В. А. Обручевым (1932, 1933а, 1935—1938), отстаивавшим идею «древнего темени Азии», и М. М. Тетяевым (1918—1921, 1923—1924), разделявшим точку зрения Делонэ.

Новые представления были развиты Н. С. Шатским (1932). По его мнению, складчатые структуры Байкальской горной области не могут сопоставляться с каледонидами Западной Европы, так как они возникли значительно раньше — еще на границе протерозоя и кембрия или в нижнем кембрии. Эти структуры относятся к самостоятельной зоне байкальской складчатости, завершившей свое геосинклиналиное развитие в самом начале палеозоя.

Идеи Н. С. Шатского первоначально не получили большого распространения. В сводке В. В. Домбровского (1940) Байкальская горная область по-прежнему рассматривается как типичная каледонская складчатая зона. Е. В. Павловский в своем известном труде, посвященном истории геологического развития и тектонике региона, также указывал, что «окончательное оформление складчатой зоны (Байкальской горной области — Л. С.) произошло в каледонскую эпоху складчатости, к концу силурийского периода» (1948а, стр., 161). Вместе с тем он отмечал, что эта зона отличается от западноевропейских каледонид многими своеобразными чертами развития, которые выражаются в унаследованности структур нижнего палеозоя от структур докембрия, в наличии среди кембрийских отложений красноцветных толщ, а также в сравнительно небольшом распространении каледонских интрузий.

Геологические исследования, развернувшиеся в последние годы в очень больших масштабах, позволили существенно уточнить представления Н. С. Шатского и Е. В. Павловского. Благодаря выяснению стратиграфии древних толщ и детальному картированию удалось наметить основные этапы развития региона, выделить структурно-фациальные пояса и зоны, а также показать связь осадконакопления и магматизма с определенными тектоническими элементами. Было доказано, что в Байкальской горной области отсутствуют палеозойские отложения более молодые, чем кембрий, и что завершение геосинклиналиного развития здесь произошло на границе среднего и позднего кембрия или в конце кембрия (Салоп, 1954, 1956а, 1958е, 1960б).

Домезозойские образования Байкальской горной области представлены пятью структурными ярусами, сформировавшимися в течение архейского, раннепротерозойского, среднепротерозойского, позднепротерозойского и раннепалеозойского этапов, каждый из которых заканчивался интенсивными тектоническими движениями и проявлениями интрузивного материала (или ультраметаморфизма).

АРХЕЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

В пределах рассматриваемых районов архейские суперкрупные и плутонические комплексы обнажаются в трех территориально обособленных районах: на побережье Байкала, в среднем течении р. Витима и в бассейне р. Амалата, где они образуют устойчивые внутренние массивы среди протерозойских и кембрийских складчатых структур.

Гнейсовый комплекс архея, развитый в первом названном районе, относится к так называемой Байкальской глыбе, большая часть которой

закрита акваторией Байкала и только отдельные фрагменты выходят на побережье озера, а также на островах Ольхон и Ушканьих. Глыба имеет резко удлиненную форму (75×500 км) и вытянута в северо-восточном направлении параллельно простиранию обрамляющих ее протерозойских метаморфических толщ и гранитных интрузий. На восточном побережье Байкала к ней примыкают крупные массивы верхнепротерозойских гранитов, один из которых — Чивыркуйский — представляет собой типичный «шовный» (или пограничный) плутон, размещающийся вдоль зоны глубинного разлома на границе архейского и протерозойского комплексов.

В районе Морского хребта архейский комплекс глыбы соприкасается непосредственно с осадочно-вулканогенными породами и гнейсогранитами нижнего протерозоя. Контакт между ними везде тектонический, причем архейские гнейсы надвинуты на протерозойские образования. В зоне надвига и те и другие весьма сильно катаклазированы, превращены в различного рода бластомилониты и диафориты. Особенно четко надвиг выражен в долине р. Большой Сухой, где он представляет собой серию крутопадающих чешуй, наклоненных к северу под Байкальскую глыбу. Проекция плоскости надвига на дневной поверхности имеет форму изогнутой линии, обращенной выпуклой стороной к югу (юго-юго-востоку).

На западном побережье Байкала (относящемся к Иркутской области) архейский комплекс глыбы граничит с протерозойскими метаморфическими толщами по крупнейшему прямолинейному Приморскому сбросу, заложенному еще в раннем протерозое, но продолжающему развиваться вплоть до настоящего времени.

Структуры Байкальской глыбы изучены еще далеко не достаточно для выяснения сложной тектоники архея. Кроме того, как уже было сказано, архейские образования в значительной мере скрыты от наблюдения водной поверхностью Байкала. Все же по отдельным фрагментам можно попытаться воссоздать общую картину строения глыбы.

Прежде всего обращает на себя внимание довольно выдержанное северо-восточное простирание гнейсового комплекса почти на всем протяжении глыбы. Только на северном изголовье п-ова Святой Нос и в Морском хребте оно заметно уклоняется к северо-западу и западу. Причины этих отклонений не вполне ясны, но скорее всего они обусловлены ундуляцией шарниров крупных складок, а в Морском хребте, кроме того, изменением простирания структур под влиянием надвига р. Большой Сухой.

На восточном побережье Байкала между р. Большой Сухой в Морском хребте и Чивыркуйским заливом выделяется несколько складчатых структур первого порядка: антиклинорий и синклинорий. В юго-восточной части глыбы находится Гремячинский антиклинорий, или точнее только одно его северо-западное крыло, поскольку противоположное крыло обрублено упоминавшимся надвигом и уничтожено интрузией протерозойских гранитов. Сохранившееся крыло антиклинория, сложенное амфиболитами и гнейсами таланчанской толщи архея, прослеживается из Морского хребта вдоль берега озера на правобережье р. Турки в хребет Черная Грива, где к нему примыкает Максимихинский синклинорий, расположенный в современной тектонической депрессии, занятой реками Максимихой и Безымянной. В центре этой структуры обнажаются мраморы и кристаллические сланцы святоносской толщи архея, интенсивно инъецированные гнейсогранитами.

Оба крыла Максимихинского синклинория рассечены молодыми (антропогенными) продольными сбросами с большой амплитудой смещения. Вдоль сброса, ограничивающего с северо-запада депрессию,

синклиний соприкасается с Катковским антиклинорием, ось которого проходит вдоль юго-восточного склона Безымянного хребта (или хребта Катков Мыс). Вследствие погружения шарнира на юго-запад в этом направлении гнейсо-амфиболитовая таланчанская толща, слагающая ядро Катковского антиклинория, перекрывается карбонатной святоносской толщей. Последняя слагает также крупный Святоносский синклиний, юго-восточное крыло которого располагается на прибрежном склоне Безымянного хребта и на п-ове Святой Нос.

Относительно тектонического строения архейских образований, развитых на побережье Байкала, к северу от п-ова Святой Нос, известно очень мало. Судя по тому, что они сложены преимущественно породами таланчанской толщи и располагаются на простирании Катковского антиклинория, можно думать, что последний продолжается в этот район.

Складки второго порядка, усложняющие упомянутые макроструктуры, имеют также сравнительно большие размеры и характеризуются симметричными и простыми формами. Наклон их крыльев изменяется в очень больших пределах, но, пожалуй, чаще всего преобладают углы падения от 45 до 80°. Шарниры таких складок обычно погружаются под углом 35—50°. Иначе выглядят складки более мелких порядков, среди которых главная масса, по-видимому, относится к типу складок волочения. Они отличаются резкой асимметрией и очень сложной формой, которая обычно бывает неодинаковой в слоях различной компетентности. Особенно причудливые «экспрессивные» складки, сопровождаемые явлениями будинажа, наблюдаются во многих пачках святоносской толщи, для которых типично тонкое переслаивание гнейсов и мраморов.

Архейские образования, обнажающиеся в бассейне Среднего Витима, относятся к двум другим внутренним массивам, известным под названием Северо-Муйской и Южно-Муйской глыб. Обе эти глыбы ограничены со всех сторон крупными разрывными нарушениями, часть которых принадлежит к категории глубинных разломов, которые контролировали в протерозое и кембрии распределение осадочных и вулканогенных фаций и размещение некоторых интрузий.

Северо-Муйская глыба, расположенная в одноименном хребте на левобережье Витима, имеет небольшие размеры (1400 км²) и форму короткого прямоугольника. Южно-Муйская глыба, занимающая сравнительно большую территорию (приблизительно 10 000 км²) в районе пересечения Витимом Южно-Муйского хребта, отличается более сложной конфигурацией и заметно удлиненной формой. Обе рассматриваемые глыбы вытянуты в северо-западном направлении в соответствии с простиранием главных разломов и складок вмещающих толщ протерозоя. Однако их внутренняя структура резко дискордантна по отношению к внешней и характеризуется устойчивым северо-восточным простиранием. Только около некоторых глубинных разломов наблюдается приспособление структуры архея к структурам протерозойского обрамления. Здесь же архейские гнейсы бывают сильно катаклазированы, перематы и диафторированы.

В пределах лучше изученной Северо-Муйской глыбы вкrest простирания складок с северо-запада на юго-восток выделяются следующие структуры I и II порядка: а) Сирский синклиний, представленный только своим юго-восточным крылом, б) Верхне-Сирский антиклинорий, расщепляющийся на северо-востоке сложной синклиналью Люнку, в) Верхне-Янгудский синклиний (или сложная синклиналь), г) большой Илеирский антиклинорий и д) Булундинский синклиний (или сложная синклиналь) с юго-восточным крылом, оборванным сбро-

сом и частично перекрытым нижнепротерозойскими отложениями (см. рис. 96). В центральных частях синклиналией и крупных синклиналией складок залегает карбонатно-гнейсовая тулдунская толща, а на их крыльях и в ядрах антиклиналией — амфиболито-гнейсовая илеирская толща. В большинстве случаев крупные складки обладают симметричным строением и крутым падением крыльев, а шарниры их чаще всего погружаются в северо-восточном направлении. Мелкие складки имеют тот же характер, что и в Байкальской глыбе.

Крупный массив архея, который можно назвать Амалатской глыбой, размещается в северо-восточной части Витимского плоскогорья, занимая большую часть бассейна р. Большого Амалата. Глыба эта расчленена интрузиями верхнепротерозойских гранитов на ряд участков, из которых самые крупные находятся на междуречье Большого и Малого Амалата, а также в низовьях Большого Амалата и Ципы. Подобно другим внутренним массивам Амалатская глыба ограничена региональными разломами. Один из таких разломов прослеживается в северо-восточном направлении вдоль р. Малого Амалата к верховьям р. Бойма, где к нему приключается субширотный (восточно-северо-восточный) разлом, прослеживающийся до низовьев р. Ципы. На юго-востоке глыба обрублена серией сбросов, параллельных Большому Амалату и верхнему отрезку р. Акрагды (приток р. Ципы). Разломы эти рассекают не только метаморфические толщи, но и верхнепротерозойские граниты, в которых они обычно бывают в виде широких зон милонитов и очковых гнейсов. По всей вероятности, движения по дизъюнктивам происходили неоднократно и все время подновляли структурный шов по окраине глыбы.

Складчатые структуры Амалатской глыбы, судя по данным П. В. Осокина и С. П. Смеловского, имеют северо-восточное простирание, и только около юго-западной оконечности глыбы местами (реки Байса, Салбули) отмечаются заметные отклонения от этого генерального направления¹. Складки архея, как правило, сжатые, симметричные и усложненные складками более мелких порядков. В зонах смятия, в особенности по окраинам глыбы, гнейсы сильно расланцованы и превращены в диафориты.

Во всех глыбах складки архея имеют одну и ту же северо-восточную ориентировку, независимо от простирания структур протерозойского обрамления. Кроме того, в архейских гнейсах кристаллизационная сланцеватость постоянно совпадает со слоистостью, что свидетельствует о глубинных условиях проявления синорогенного метаморфизма.

В образовании складчатых структур архея Байкальской горной области повсеместно принимают участие многочисленные пластовые тела или тонкие инъекции гнейсо-гранитов и пегматитов. Иногда инъекционный материал заполняет интербудинные трещины, проникает вдоль зон скальвания (дифференциальных движений), сопровождающих складки, и образует вместе с вмещающими породами пегматитовые складки. Наблюдаемая картина, несомненно, свидетельствует о одновременности складчатости и процессов гранитизации и, кроме того, указывает на высокую пластичность материала. Стиль архейской тектоники, по-видимому, типичен для весьма глубоких сечений орогена.

¹ П. В. Осокин и С. П. Смеловский относят гнейсы и кристаллические сланцы Амалатской глыбы к нижнему протерозою, однако, судя по всем признакам, они ничем не отличаются от аналогичных образований архея Муйских глыб и в то же время совершенно не похожи на слабо измененные метаморфические толщи нижнего протерозоя, сложенные в соседних районах главным образом вулканогенными породами спилито-кератофировой формации.

Таким образом, питание геосинклинали осуществлялось в основном за счет излияний лав и выбросов пирокластического материала. Удаленность эвгеосинклинали от крупных областей сноса (платформ) приводила к нарушению равновесия между величиной погружения бассейна и мощностью накопившихся толщ, что влекло за собой незагруженность отдельных прогибов осадочно-вулканогенными образованиями. Об этом можно судить хотя бы на основании резкого различия мощностей в соседних структурно-фациальных зонах (подзонах) и по отсутствию признаков мелководной седиментации.

Весьма большое значение для формирования тектонической структуры эвгеосинклинали имели глубинные разломы, размещавшиеся на его окраине, вблизи границы с миогеосинклиналим поясом. Зоны глубинных разломов прослеживаются в виде ряда субпараллельных дуг на всем протяжении рассматриваемого пояса, т. е. на расстоянии более 1200 км по его простиранию. На восточном фланге пояса в районе Среднего Витима находятся три зоны разломов северо-западного простирания, из которых две — Килянская и Парамская, — ограничивающие Северо-Муйскую глыбу архея, на северо-западе объединяются в одну близширотную Мамакано-Кункудерскую зону. Третья — Талоинская зона на левобережье р. Куанды (Конды) около края Южно-Муйской глыбы сливается с Парамской зоной в единую Токсимскую зону. На другом фланге внешнего пояса, расположенном в Северо-Байкальском нагорье и в Западном Прибайкалье, отчетливо вырисовываются две зоны северо-восточного простирания; Мамская и Прибайкальская. Первая, вероятно, является продолжением Талоинской зоны, от которой она отделена крупными интрузиями верхнепротерозойских гранитов; вторая, проходящая вдоль всего западного побережья Байкала и северо-западного склона Верхне-Ангарского хребта, смыкается на севере с Мамакано-Кункудерской зоной. По отдельным фрагментам намечается еще существование третьей зоны, которую можно назвать Баргузинской; судя по ее наиболее внутреннему положению в эвгеосинклиналим поясе, она, по-видимому, является аналогом Килянской зоны (см. рис. 87).

Обращает на себя внимание тот факт, что архейские глыбы, представляющие собой приподнятые блоки геосинклиналим фундамента, локализованы исключительно в полосе глубинных разломов и ориентированы строго параллельно границе эвгеосинклиналим пояса.

Протерозойские метаморфические толщи в зонах глубинных разломов отличаются исключительно сильным рассланцеванием, смятием и милонитизацией. Значительные дифференциальные движения обычно захватывают довольно широкую полосу, в которой сосредоточиваются многочисленные крупные и мелкие нарушения. Плоскости разрывов и рассланцевания наклонены, как правило, очень круто и подчас располагаются совершенно вертикально. Реже встречаются надвиги, перемещение масс по которым всегда направлено в сторону внутригеосинклиналим прогибов.

Глубинные разломы характеризуются длительной историей, начало которой восходит к моменту возникновения геосинклиналим системы. В раннем протерозое они разделяли собой области или участки различного тектонического режима и контролировали распределение фаций осадочных и вулканогенных толщ; к ним были приурочены наиболее интенсивные излияния лав и последующие интрузии основных и ультраосновных пород. Многие глубинные разломы проявили себя в той или иной форме в течение всего протерозоя и нижнего палеозоя (кембрия), а некоторые из них даже в кайнозое (Приморский сброс и др.).

Складчатая структура нижнепротерозойского яруса эвгеосинклинального пояса отличается большой сложностью, но необходимо отметить, что она далеко не всегда может быть расшифрована вследствие плохой стратифицированности вулканогенных толщ. В целом она имеет такую же дугообразную ориентировку, какая характерна для зон глубинных разломов в Байкальской складчатой области в целом. Простираение складчатых структур изменяется очень плавно от северо-восточного в Прибайкалье через близширотное в Северо-Байкальском нагорье до северо-западного в Средне-Витимской горной стране и на востоке Южно-Муйского хребта, описывая, таким образом, огромную дугу, обращенную выпуклой стороной к северу.

Вблизи внутренних поднятий заметно известное приспособление простираения складок к форме глыб, особенно отчетливое в промежутке между Северо-Муйской и Южно-Муйской глыбами, где складки муйской серии облекают края этих глыб, будучи местами ориентированы поперек главного, северо-западного направления структур.

В общем, для нижнего протерозоя эвгеосинклинального пояса типичны небольшие, сильно сжатые и прямые складки. Опрокинутые складки встречаются сравнительно редко и при этом их осевые плоскости не имеют выдержанного наклона. В зонах глубинных разломов складчатые формы дислокации заметно подчинены дизъюнктивным.

Тектонические движения сопровождались разнообразной магматической деятельностью. Период геосинклинального погружения характеризовался интенсивным вулканизмом. Перед главной фазой складчатости вдоль глубинных разломов вторглись основные и ультраосновные офиолиты. Одновременно со складчатостью внедрились многочисленные крупные и небольшие тела гранитов, плагиогранитов, кварцевых диоритов и диоритов. На заключительной стадии тектогенеза сформировались массивы аляскитоидных гранитов (только в Приморском хребте, Иркутская область). Офиолиты и синорогенные гранитоиды и диориты, относящиеся к многофазному муйскому плутоническому комплексу, генетически связаны между собой и образовались в результате дифференциации магмы основного и ультраосновного состава при некотором участии процессов анатексиса. Аляскитоидные граниты (приморского комплекса), по-видимому, являются полностью продуктами анатексиса (расплавления сиала).

В границах Бурятской АССР к миогеосинклинальному поясу относится только небольшой участок, размещающийся в Северо-Байкальском нагорье в верховьях рек Мини и Чаи. Вообще же миогеосинклинальный пояс протягивался в виде широкой дугообразной полосы по всей периферии байкалид, обрамляя с юга древние платформенные сооружения — Ангарскую платформу и Чарскую глыбу (а на востоке Сибири и Алданскую платформу). В раннем протерозое в его пределах происходило накопление мощных (более 10 км) осадочных, преимущественно терригенных толщ, обломочный материал для которых поступал со стороны соседних платформ. Вулканогенные образования среди них отсутствуют или имеют незначительное распространение, встречаются преимущественно вблизи границы с эвгеосинклинальным поясом.

На территории упомянутого участка нижний протерозой представлен чуйской толщей, сложенной в основном гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненными горизонтами мраморов и амфиболитов. Высокий метаморфизм пород обусловлен расположением чуйской толщи в зоне мощного проявления процессов гранитизации, которая повсюду приурочена к внутренней части миогеосинклинального пояса, около границы его с эвгеосинклинальным поясом. Близкое соседство

последнего сказалось и в появлении в составе чуйской толщи основных вулканитов (ортоамфиболитов).

В верховьях рек Мини и Чаи метаморфическая толща имеет выдержанное северо-восточное простирание и залегает очень круто, почти вертикально, а местами даже запрокинута. Преобладает падение слоистости на северо-запад под углом $70-90^\circ$, однако на фоне моноклинального залегания часто наблюдаются небольшие сжатые складки. Во многих местах чуйская толща разорвана продольными и поперечными сбросами. На границе с эвгеосинклинальным поясом она соприкасается с метавулканитами муйской серии по гигантскому глубинному разлому, прослеживающемуся от северо-западного побережья Байкала до низовьев р. Мамы на протяжении нескольких сотен километров.

В рассматриваемом районе чуйская толща пронизана многочисленными согласными телами и иньекциями синорогенных гнейсо-гранитов куандинского комплекса, образовавшимися в результате ультраметаморфизма вмещающих пород. Нижнепротерозойские офиолиты и плагиограниты, характерные для эвгеосинклинального пояса, здесь (равно как и в других местах на периферии байкалид) совершенно отсутствуют. Небольшие тела (дайки?) оливинитов, приуроченные к разрывному нарушению в верховьях р.левой Мини, относятся к более молодому (верхнепротерозойскому) довыренскому комплексу.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Главное поле распространения среднего протерозоя находится на периферии Байкальской горной области. На территории же Бурятской АССР отложения этого яруса занимают небольшие площади в Северо-Западном Прибайкалье, Северо-Байкальском нагорье и в Средне-Витимской горной стране. В других районах они достоверно не установлены.

Среднепротерозойские образования, развитые в Северо-Западном Прибайкалье (Байкальский хребет) и на западной окраине Северо-Байкальского нагорья (хребет Аkitкан), состоят из грубообломочных нередко красноватых и косослоистых континентальных отложений, заключающих прослойки туфов и мощные покровы субаэральных порфиров (акитканская серия). Эта осадочно-вулканогенная толща, достигающая 8000 м мощности, накопилась в краевом прогибе, расположенном вблизи западной окраины крупного поднятия. На границе прогиба и поднятия находятся крупнейшие разломы, контролировавшие распределение очагов лавовых излияний и служившие путями проникновения субвулканических и глубинных интрузий граносиенитов и гранитов ирельского комплекса, генетически связанных с кислыми эффузивами. Упомянутые разломы по своей протяженности (более 600 км), амплитуде перемещения (до 2—3 км) и геологической роли должны рассматриваться как структуры глубинного заложения, хотя и отличные от глубинных разломов раннепротерозойского этапа, сопровождавшихся офиолитами.

В верховьях р. Мини краевые глубинные разломы имеют меридиональное простирание и срезают наискось северо-восточные структуры чуйской толщи нижнего протерозоя. Такая же ориентировка свойственна и складкам акитканской серии в краевом прогибе. Таким образом, в этом районе отчетливо выражено азимутальное несогласие между структурами нижнепротерозойского миеосинклинального пояса и структурами заложенного на нем среднепротерозойского краевого прогиба.

Осадочные и эффузивные породы акитканской серии в зонах разломов заметно метаморфизованы и превращены в милониты и blastsмилониты, а граниты, слагающие трещинные интрузии, имеют облик очковых гнейсов. Вдали от глубинных разломов стратифицированные породы изменены сравнительно слабо и собраны в крупные пологие складки, местами разбитые сбросами или крутыми надвигами, которые, однако, не сопровождаются мощными зонами катаклаза. В Байкальском хребте складки бывают несколько опрокинуты на запад, т. е. в сторону платформы. В этом же направлении происходило перемещение масс по поверхностям надвигов (рис. 88).

Другой фациальный характер и другие структуры свойственны среднепротерозойским образованиям в центральной части Северо-Байкальского нагорья — в хребте Сынныр и в бассейне р. Абчады (приток р. Чаи). Развитая там толща (сыннырская серия) сложена главным образом зеленокаменными метабазами (диабазы, спилиты и порфиридами), излияние которых происходило в подводных условиях. Субаэральные порфиры, подобные акитканским, в ее составе имеют резко подчиненное значение.

Данная вулканогенная толща приурочена к зоне глубинных разломов, разделявшей в нижнем протерозое внешний и внутренний пояса байкалид, причем с северо-запада ее ограничивает уже упоминавшийся гигантский глубинный разлом, по которому приведены в соприкосновение чуйская толща и муйская серия. Крупный разлом (на котором помещается Довырен-Йокский габбро-перидотитовый массив) рассекает полосу развития толщи по середине, а целая серия сбросов, прослеживающаяся вдоль зоны смятия из верховьев р. Тыи через Асектамурскую впадину в бассейны рек Майгунды и Лево́й Ма́мы, ограничивает ее с юго-востока. Такая структурная позиция вулканогенной толщи позволяет думать, что она накапливалась в глубоком прогибе, локализованном в зоне глубинного разлома.

В целом тектоническая структура зеленокаменной толщи представляется в виде крупного, сильно сжатого и разорванного продольными дизъюнктивами синклино́рия северо-восточного простирания, в центральной части которого на среднем протерозое несогласно, с базальными конгломератами в основании, залегают отложения делюнуранской подсерии верхнего протерозоя.

Породы сыннырской серии изменены в условиях зеленосланцевой фации, но вблизи главного глубинного разлома метаморфизм резко возрастает и отвечает уже амфиболитовой фации. По-видимому, этот глубинный разлом служил своеобразной «отдушиной», по которой поднимался к поверхности фронт тепла и гидротермальных растворов.

В Средне-Витимской горной стране среднепротерозойские отложения представлены субаэральными толщами песчаников и порфиров, по своему составу весьма похожей на синхроничную толщу краевого прогиба, но отличающуюся заметно иным строением разреза (падринская серия). Развиты эти толща на небольшой площади в бассейне р. Большой Па́дры и в низовьях р. Тало́и, где она слагает две пологие синклинали северо-западного простирания, разорванные сбросами и прорванные небольшими интрузиями гранодиоритов, монцонитов и гранитпорфиров. Разрез одной из этих складок показан на геологическом профиле, проведенном в верховьях р. Большой Па́дры (рис. 89).

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Тектонические движения в конце раннего и среднем протерозое обусловили заметную перестройку общего структурного плана байкалид. К началу позднего протерозоя полностью оформился широкий и

протяженный островной горный пояс (Байкало-Витимское поднятие), разделивший геосинклинальную область на внешний, миогеосинклинальный пояс с Байкало-Патомским краевым прогибом и примыкавшим к нему Бодайбинским внутренним прогибом, и внутренний, Верхне-

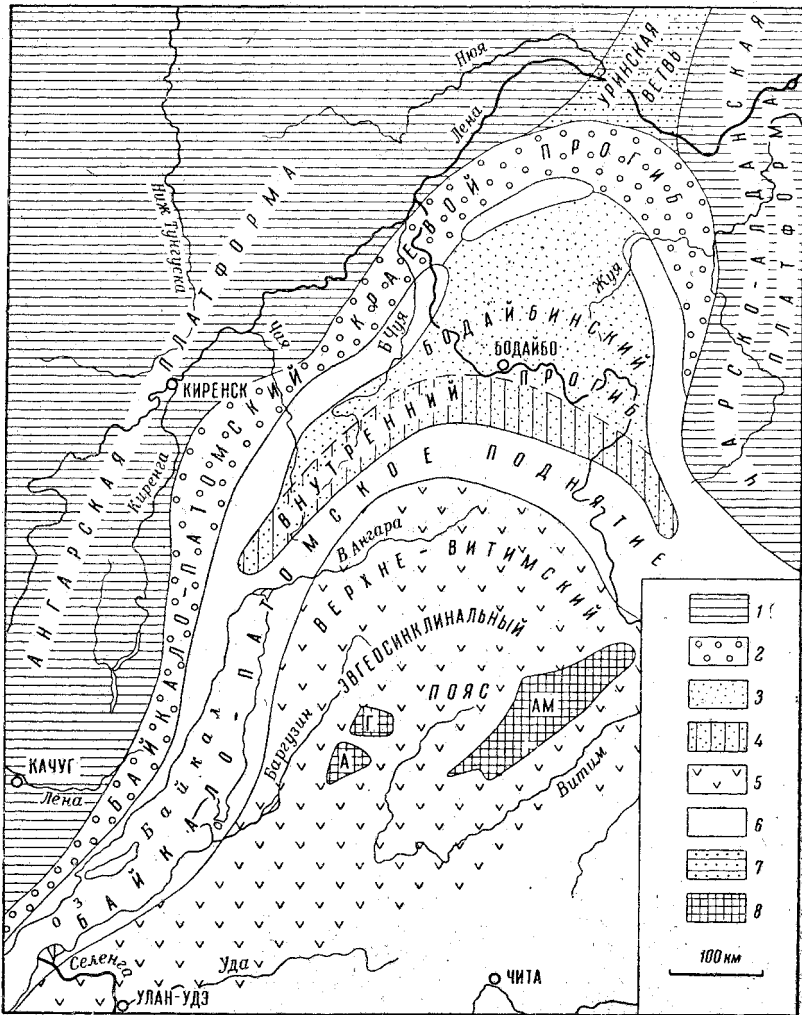


Рис. 90. Схема расположения главных структурных элементов байкалид в начале позднего протерозоя

1 — платформы, 2 — краевой прогиб, 3 — поздняя миогеосинклинальная зона (Бодайбинский внутренний прогиб), 4 — Делюн-Уранская зона Бодайбинского внутреннего прогиба, 5 — поздний эвгеосинклинальный пояс (Верхне-Витимский внутренний пояс), 6 — внутригеосинклинальные поднятия, 7 — подобная парагеосинклинальная ветвь, 8 — внутренние массивы (Г — Гаргинская глыба, А — Аргодинская глыба, АМ — Амалатская глыба)

Витимский эвгеосинклинальный пояс, наследующий некоторые черты раннего, нижнепротерозойского внутреннего пояса (рис. 90).

Верхнепротерозойский внешний пояс байкалид располагается в основном за пределами Бурятской АССР и только около северной границы республики — в Северо-Байкальском нагорье, а также в Средне-Витимской горной стране (Делюн-Уранский хребет) — находится самая южная, Делюн-Уранская зона Бодайбинского прогиба,

опоясывающая с выпуклой стороны островную дугу Байкало-Витимского поднятия и приуроченная к глубинным разломам, заложенным в нижнем протерозое на окраине раннего эвгеосинклинального пояса¹. Развитые в ней верхнепротерозойские отложения патомской серии представлены внизу мощной толщей метаморфизованных конгломератов, песчаников и сланцев (делюн-уранская подсерия), а сверху толщей кристаллических известняков с горизонтами черных филлитов (чаянгрская или кадаликанская подсерии).

Замечательной особенностью этих отложений является присутствие в их составе (особенно в нижней толще) покровов основных и кислых эффузивов (диабазов, альбитофиров и порфиров), чем они сильно отличаются от одновозрастных отложений той же патомской серии в других зонах миеосинклинального пояса. По всей вероятности, в позднем протерозое глубинные разломы по-прежнему контролировали размещение вулканических очагов. Снос обломочного материала происходил со стороны Байкало-Витимского поднятия.

В Северо-Байкальском нагорье рассматриваемые отложения слагают длинную (около 250 км), но узкую (10—15 км) и сильно сжатую. Олоkitско-Мамскую синклиналию северо-восточного простирания, прослеживающуюся из района верховьев рек Тыи, Чаи и Чуи в бассейне р. Мамы. С обеих сторон синклинали оборвана параллельными глубинными разломами, но в пределах ограниченной ими полосы верхнепротерозойские отложения местами лежат с угловым несогласием и с базальными конгломератами в основании непосредственно на нижнем и среднем протерозое. Синклинали имеет довольно сложное строение: на ее крыльях развиты многочисленные мелкие складки и разрывы, а шарнир испытывает частую ундуляцию, благодаря чему карбонатные отложения чаянгрской подсерии, залегающие в ее ядре, расчленяются на ряд изолированных мульд. В целом данную структуру можно охарактеризовать как сложную грабен-синклиналию.

Около юго-западного конца Олоkitско-Мамской синклинали, в верховьях рек Тыи, Холодной и Чаи, находится сравнительно небольшой грабен, внутри которого породы патомской серии смяты в очень узкие и крутые складки, местами опрокинутые на юго-восток.

Тектонические структуры верхнего протерозоя Средне-Витимской горной страны (Делюн-Уранский хребет) находятся на другом фланге складчатой дуги байкалид, в соответствии с чем они имеют уже северо-западное простирание. В верховьях рек Гукита и Чаянро верхнепротерозойские метаморфические толщи слагают крупный Джалагунский синклинорий, характеризующийся сжатыми, иногда веерообразными складками с шарнирами, погружающимися на северо-запад (рис. 91). В бассейнах рек Орловки и Верхнего Орлова на эти толщи надвинуты метавулканиты муйской серии нижнего протерозоя. Плоскость надвига падает под крутым (60—70°) углом к юго-западу и в этом же направлении наклонены осевые плоскости мелких складок в автохтоне. Вдали от линии надвига складки становятся прямыми. Скорее всего упомянутый надвиг образовался вследствие «оживления» одного из глубинных разломов.

Метаморфические толщи Делюн-Уранской зоны в конце позднего протерозоя были прорваны небольшими телами габброидов и гипербазитов довыренского комплекса (приуроченными к глубинным разломам) и крупными трещинными позднеорогенными плутонами гранитоидов тельмамского комплекса. Одновременно со складчатостью

¹ Прежде Делюн-Уранская зона объединялась с Мамско-Бодайбинской зоной (Салоп, 1960б), однако позднейшие исследования показали необходимость выделения ее в качестве самостоятельного элемента Бодайбинского внутреннего прогиба.

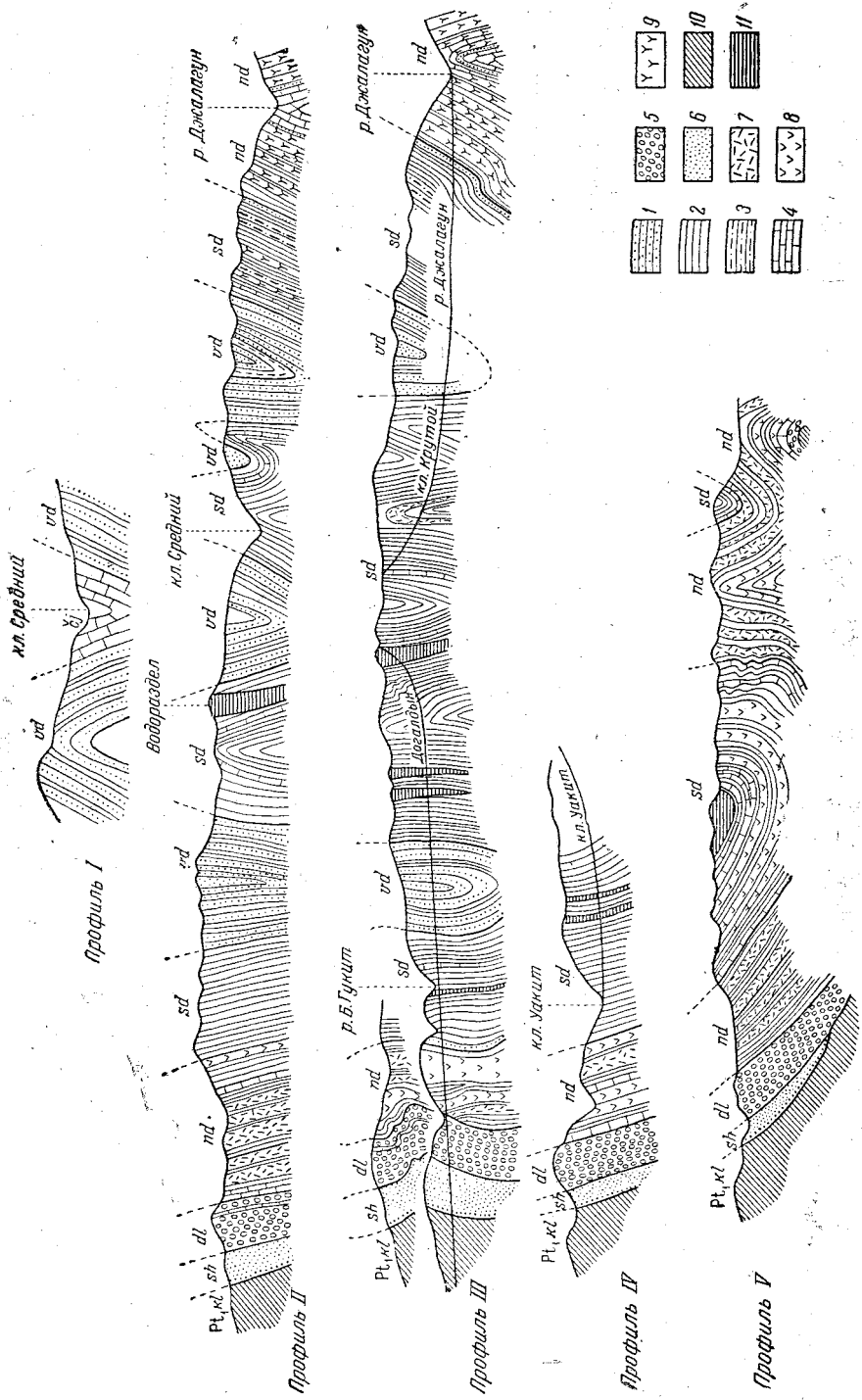


Рис. 91. Геологические разрезы через Джалаунский синклиорий (Денон-Уранский хребет)

1 — кварциты; 2 — метаморфические сланцы (главным образом филлиты); 3 — отщепленные сланцы; 4 — кристаллические известняки; 5 — метаморфизованные конгломераты; 6 — метаморфизованные песчаники; 7 — метаморфизованные кислые эффузивы; 8 — метаморфизованные основные эффузивы; 9 — зеленые ортосланцы; 10 — различные сильно метаморфизованные породы, преимущественно эффузивы, спилито-кварцовой формации; 11 — Метатаббро-Нижний протерозой. Pt, kl — кильская подсерия; верхний протерозой: sh — шуминская свита, dl — дельонская свита, nd — нижняя джалаунская свита, sd — средняя джалаунская свита, vd — верхняя джалаунская свита (подсерия)

в участках интенсивного проявления ультраметаморфизма возникли гнейсо-граниты и пегматиты мамско-оронского комплекса.

В области Верхне-Витимского эвгеосинклинального пояса, расположенного с вогнутой стороны Байкало-Витимского поднятия, в позднем протерозое накапливались мощные (до 13 000 м) толщи терригенных и карбонатных осадков, а также различных лав. Эффузивные породы в составе верхнепротерозойских отложений (катерская серия и ее аналоги) играют заметно подчиненную роль, причем их количество убывает кверху разреза. Излияния лав происходили в подводных условиях, но в отличие от вулканитов нижнего протерозоя типичные спилиты и диабазы среди них сравнительно редки; более обычны порфиры, альбитизированные кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры, фельзиты и особенно их пирокластические продукты.

Эвгеосинклинальный пояс был резко дифференцирован на участки с различным тектоническим режимом, благодаря чему развитые в нем верхнепротерозойские отложения отличаются сильной фациальной изменчивостью и значительными колебаниями мощности. Все же, в грубых чертах, для них характерна следующая последовательность: в основании разреза залегают псефитовые и псаммитовые породы, нередко туфогенные и заключающие покровы вулканитов, в средней части преобладают карбонатные (известняковые и доломитовые) или сланцево-карбонатные отложения; венчается разрез вновь терригенными породами, но более тонкого гранулометрического состава, чем внизу. Таким образом, намечается трехчленный мегаритм, типичный для заверщенного цикла осадконакопления. Питание эвгеосинклинали осуществлялось терригенным материалом за счет разрушения Байкало-Витимского поднятия, а также более мелких срединных массивов, сложенных нижнепротерозойскими образованиями.

Метаморфические толщи верхнего протерозоя во внутренних районах Байкальской горной области развиты на отдельных участках, разобщенных обширными полями гранитов.

Наиболее полно стратифицированные толщи рассматриваемого яруса представлены в Ангаро-Баргузинской горной стране. С запада на восток здесь выделяются следующие структуры высшего порядка: Уколкитский антиклинорий, Баргузино-Катерский синклинорий, Нироконский антиклинорий и Янчуйский синклинорий. В ядрах антиклинориев повсюду выходят метаморфизованные песчаники и вулканиты уколкитской свиты, на их крыльях — сланцы и вулканиты няндонинской свиты, в ядрах синклинориев — мраморы и сланцы баргузинской свиты.

Уколкитский антиклинорий находится на территории одноименного хребта и северо-восточной части Баргузинского хребта. На западе он в значительной мере поглощен гранитами, а на севере уходит под рыхлые отложения Верхне-Ангарской впадины. Вдоль его оси, которая простирается в северо-восточном направлении от истоков р. Томпуды к истокам р. Уколкита, располагается Намаминская зона смятия с интрузиями габброидов. На месте наибольшего воздымания шарнира размещается Огемский массив нижнепалеозойских гранитоидов, около которого складки в метаморфических породах приспособлены к поверхности контакта.

На юго-востоке от Уколкитского антиклинория находится огромный Баргузино-Катерский синклинорий, прослеживающийся вдоль почти всего восточного склона Баргузинского хребта до Верхне-Ангарской впадины на расстоянии около 280 км, причем значительная его часть на юге и юго-востоке уничтожена гранитами. В Баргузинском хребте синклинорий имеет северо-восточное простирание, но севернее, в верховьях р. Баргузина, ось его плавно поворачивает на северо-

восток, затем, в бассейне р. Катеры, на север и, наконец, на северо-запад. Интересно, что, несмотря на это изгибание, простираение синклинория повсюду параллельно границе Ангаро-Витимского ареал-плутона, обрамляющего с юго-востока данную структуру.

Внутреннее строение синклинория отличается большой сложностью. Прекрасная стратификация осадочных толщ катерской серии, а также частое переслаивание пород различной компетентности (в частности,

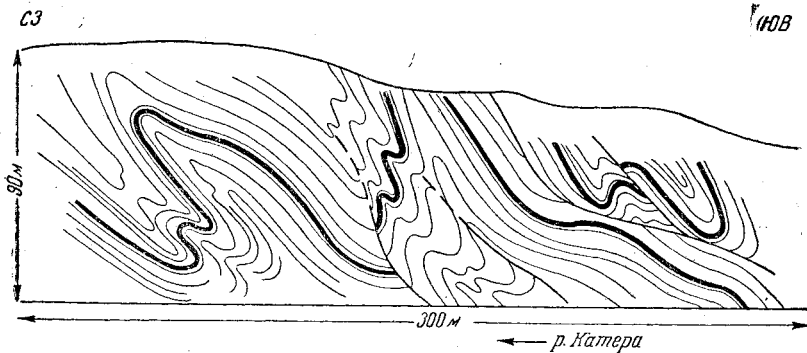


Рис. 92. Опрокинутые складки, разорванные плоскостями срезывания в породах катерской серии верхнего протерозоя (переслаивание черных известняков с «углистыми» филлитами). Рисунок обнажения по р. Катере

известняков и сланцев) создает благоприятные условия для развития дисгармоничной складчатости и для образования многочисленных плоскостей дифференциального скольжения. В результате на фоне крупных пликативных структур развиваются складки более мелкого по-

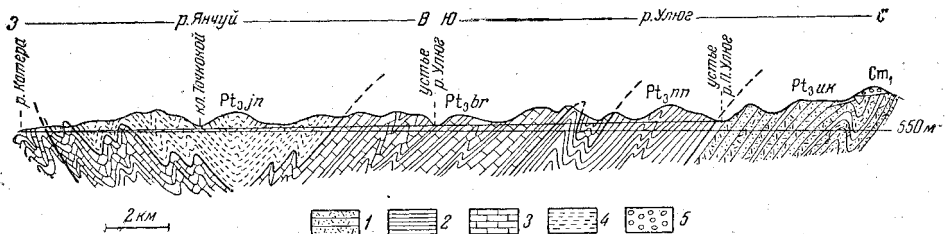


Рис. 93. Геологический разрез через Баргузино-Катерский синклиорий (разрез по р. Янчуй и его притоку р. Улуогу)

1 — метаморфизованные песчаники; 2 — темные сланцы и филлиты; 3 — кристаллические известняки; 4 — порфиробластические (сидеритизированные) сланцы и алевролиты; 5 — конгломераты. Pt_{3uk} — уколкитская свита, Pt_{3nn} — няндонинская свита, Pt_{3br} — баргузинская свита, Pt_{3jn} — янчуйская свита, St_1 — нижний кембрий (туркская свита)

рядка, местами вплоть до мелких плек; широким распространением пользуются плоскости срыва и срезывания (рис. 92). Дифференциальные движения проявляются вплоть до интергранулярных перегруппировок в самом веществе породы; последним всегда сопутствуют минеральные новообразования в виде чешуек хлорита и серицита, что обуславливает образование кливажа течения. Складки, усложняющие крылья синклинория, часто бывают асимметричны, и при этом они опрокинуты в сторону, противоположную оси синклинория (рис. 93). Кливаж постоянно параллелен осевым плоскостям складок, но несколько наклонен по отношению к осевой плоскости синклинория. Угол его наклона тем круче, чем ближе складки расположены к ядру синклинория. Таким образом, структура в целом имеет веерообразное строение.

На северо-востоке Ангаро-Баргузинской горной страны, в бассейне р. Янчуя-Катерского, рядом с Баргузино-Катерским синклиномом, располагается Нироконский антиклинорий, а к востоку от него, в бассейне р. Янчуя-Верхне-Ангарского — Янчуйский синклином. Обе структуры имеют северо-западное простирание в соответствии с общим направлением складчатости на этом участке. Размеры их невелики, так как с северо-западной стороны они оборваны сбросом, ограничивающим Верхне-Ангарскую депрессию, а с противоположной стороны и с востока — гранитами Ангаро-Витимского ареал-плутона. Внутреннее строение их еще не изучено.

В центральной части Южно-Муйского хребта (бассейн р. Уакита) верхнепротерозойские образования занимают сравнительно небольшой, но очень сложный в тектоническом отношении участок. Сбросы северо-западного простирания разбивают его на три блока, обладающие автономной складчатой структурой.

В северо-западном блоке, расположенном в верховьях р. Дулешмы, выходят на поверхность наиболее древние отложения уакитской серии верхнего протерозоя, представленные метаморфизованными конгломератами и песчаниками уколкитской и мухтунной свит. Эти отложения, а также несогласно перекрывающие их слабо измененные породы нижнего кембрия смяты в складки, конфигурация которых определяется чешуйчатыми надвигами, ограничивающими блок с севера и востока. Вдоль плоскостей надвигов на верхний протерозой и кембрий взброшены метавулканы нижнего протерозоя.

Средний блок, размещающийся между реками Дулешмой и Уакитом, сложен доломитами юктоконской свиты и подстилающими их филлитами и известняками нерундинской свиты, которые собраны в большую и сложную синклиналию складку северо-западного простирания. Шарнир складки погружается на юго-восток в сторону, противоположную выходам гранитов, замыкающих блок с северо-запада. В северной части блока среди доломитов находится останец тектонического покрова, состоящий из рассланцованных нижнепротерозойских метабазитов. По-видимому, он является свидетелем пологого надвига, распространявшегося сюда с северо-востока (из верховьев р. Дулешмы).

В пределах третьего, юго-западного блока, находящегося на левобережье р. Уакита, развиты терригенные породы мухтунной свиты и лежащие на них известняки и филлиты нерундинской свиты. С севера и запада этот блок обрамляется верхнепротерозойскими гранитами Ангаро-Витимского ареал-плутона, контуры которого имеют здесь извилистые (бухтообразные) очертания. Тектоническая структура этого блока на первый взгляд кажется хаотичной, так как складки не имеют выдержанного простирания, шарниры их испытывают многократную ундуляцию и осевые плоскости наклонены в разные стороны. Однако при более внимательном рассмотрении можно заметить, что ориентировка и конфигурация складок подчинены форме гранитного плутона и строго следуют всем изгибам его поверхности, указывая тем самым на сопряженность внедрения магмы и складкообразования.

В районе Верхнего Витима (бассейн рек Витимкана, Чины и др.) складки верхнепротерозойских метаморфических толщ (икатской серии) имеют преимущественно северо-восточное простирание, но вблизи внутренних поднятий глыбовой природы наблюдаются значительные отклонения от этого направления. По данным В. П. Руднева (1957), в Икатском хребте складки облекают ряд сравнительно небольших глыб, сложенных глубокометаморфизованными нижнепротерозойскими (или архейскими?) образованиями и ограниченными со всех сторон тектониче-

скими разрывами или интрузиями гранитов. Внутренняя структура этих глыб хотя и переработана позднейшими тектоническими движениями, но тем не менее сохраняет известную самостоятельность. На отдельных участках у края глыб складки в верхнепротерозойских отложениях ориентированы косо (иногда даже под прямым углом) по отношению к простиранию складок древнего структурного яруса.

Самые крупные из глыб, названные В. П. Рудневым Гаргинским и Аргодинским массивами, местами надвинуты на верхнепротерозойские отложения по пологим (30—40°) плоскостям смещения субширотного простирания. Возможно, что на глубине надвиги становятся более крутыми и даже переходят в вертикальные разрывы (сбросы). С запада и востока линии надвигов обрываются гранитами баргузинского комплекса, в которых не обнаруживается никаких признаков деформации. Таким образом, возникновение надвигов несколько предшествовало интрузии верхнепротерозойских гранитов. Приспособление складок к краям жестких массивов нижнепротерозойского фундамента отмечается также около Амалатской глыбы архея. Особенно четко оно заметно вблизи юго-западного выступа глыбы, на левобережье р. Большого Амалата между реками Хойготом и Байсой, где верхнепротерозойские метаморфические толщи смяты в складки субширотного простирания, параллельные тектоническому шву, ограничивающему глыбу с юга, тогда как вдали от глыбы пликативные структуры в этих толщах имеют относительно выдержанную северо-восточную ориентировку.

Верхнепротерозойские отложения на юго-восточном склоне Морского хребта слагают большой Бурлинский синклиний северо-восточного простирания с шарниром, погружающимся в юго-западном направлении. На северо-западное крыло этой структуры надвинуты гнейсограниты нижнего протерозоя, а юго-восточное крыло в значительной мере поглощено верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими гранитами, небольшие, но многочисленные тела которых располагаются и в поле развития метаморфических толщ. Вдоль юго-восточного крыла находится, кроме того, ряд вертикальных дизъюнктивных нарушений, частично использованных интрузией монзонитов. Складки второго порядка, развитые на крыльях синклиория, сравнительно пологие и симметричные; только вблизи надвига они сильно сжаты и запрокинуты на юго-восток. По отдельным фрагментам слоистых пород, заключенным среди гранитов, Бурлинский синклиний может быть прослежен к юго-востоку до низовьев р. Селенги.

Обобщая сказанное, следует подчеркнуть, что в пределах Верхне-Витимского эвгеосинклинального пояса денудацией вскрыты весьма глубокие, «корневые» части орогена, на уровне которых особенно отчетливо видно исключительное значение интрузий в формировании складчатой структуры. В период верхнепротерозойского тектогенеза были внедрены огромные плутонические массы синорогенных и позднеорогенных гранитов баргузинского комплекса, занимающие почти всю площадь рассматриваемого пояса. Суперкрустальные образования рамы являются всего лишь провесами кровли грандиозного ареал-плутона, и их внутренняя структура в значительной мере определяется активным воздействием магмы (или «мигмы») в процессе ее подъема и «завоевания пространства».

В подавляющем большинстве случаев провесы кровли имеют синклинное строение, а выходы гранитных массивов представляют собой антиклинали. Эта закономерность иногда проявляется в сравнительно мелком масштабе, так что даже неровности поверхности плутонов имеют свое подобное отражение в структуре вмещающих толщ. В синклинных погружениях осадочной кровли складки второго и более

мелкого порядков часто ориентированы параллельно границам гранитных массивов и наклонены или опрокинуты то в сторону последних, то, напротив, к центру синклиналиев. В первом, наиболее распространенном случае перемещение масс от центра синклиналия к его периферии, по-видимому, было обусловлено дифференциальными движениями, возникающими при изгибе стратифицированных толщ с различной компетентностью слоев, и отчасти, быть может, тем, что поднимающиеся гранитные массы увлекали за собой слоистую оболочку. Во втором случае скорее всего имело место гравитационное «стекание» мобилизованного при метаморфизме материала со склонов плутона — явление, очень характерное для диапировых интрузий.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Перед началом палеозойской эры в результате мощного верхнепротерозойского тектогенеза геосинклиналиная система байкалид испытала сильную инверсию, но все же ее общий структурный план существенно не изменился. Вследствие вовлечения в зону прогибания сопредельных районов Сибирской платформы в раннем кембрии возник широкий, но неглубокий Ангаро-Ленский передовой прогиб, наследующий в известной степени верхнепротерозойский Байкало-Патомский краевой прогиб¹. Сильно расширилось за счет соседних областей погружений дугообразное Байкало-Витимское поднятие. В центральной части байкалид на месте Верхне-Витимского пояса продолжала существовать подвижная область, обладавшая многими чертами, свойственными остаточным геосинклиналям. Типичные геосинклиналиные условия существовали лишь на самом юге региона и в соседних районах Забайкалья (Забайкальский эвгеосинклиналиный пояс, рис. 94).

В области Байкало-Витимского поднятия в начале кембрия возник ряд межгорных впадин типа грабен или мульд, приуроченных главным образом к зонам древних глубинных разломов, заложенных еще в нижнем протерозое. К числу наиболее крупных впадин относятся Холоднинская (Верхне-Чайская), Ангаро-Мамская, Средне-Витимская и Талоинская (последняя располагается уже на территории Читинской области). В течение алданского века в них накапливались сероцветные и красноцветные речные и озерные отложения, и только к концу этого века континентальная седиментация сменилась прибрежно-морской и лагунной. Как показывает анализ фаций, мощностей и ориентировки первичных осадочных текстур (косой слоистости, знаков ряби и пр.), снос обломочного материала происходил со стороны поднятий, ограничивающих впадины. В рассматриваемое время, особенно в самом начале раннего кембрия, область Байкало-Витимского поднятия, примыкающая к впадинам, представляла собой горный пояс, который в моменты морской ингрессии превращался в островную гряду². Вследствие сильной расчлененности рельефа отложения алданского яруса во впадинах отличаются большой изменчивостью гранулометрического состава и колебаниями мощности. Так, на склонах поднятий их мощность часто бывает всего 40—300 м, тогда как в центральных частях впадин она измеряется многими сотнями и даже тысячами

¹ Сибирская платформа возникла в конце верхнепротерозойского тектонического этапа благодаря объединению древних устойчивых сооружений: Ангарской и Алданской платформ, Чарской глыбы и др.

² Для северной и северо-западной периферии Байкало-Витимского поднятия (расположенной вне пределов Бурятской АССР) в раннем кембрии были характерны иные физико-географические условия. Там в это время существовала низменная суша, окаймленная мелководным шельфом.

метров, достигая в отдельных случаях 7000 м (северо-западная часть Янгудско-Мамаканского прогиба Средне-Витимской впадины).

В конце алданского века в результате денудации гор и заполнения впадин осадками Байкало-Витимское поднятие было снивелиро-

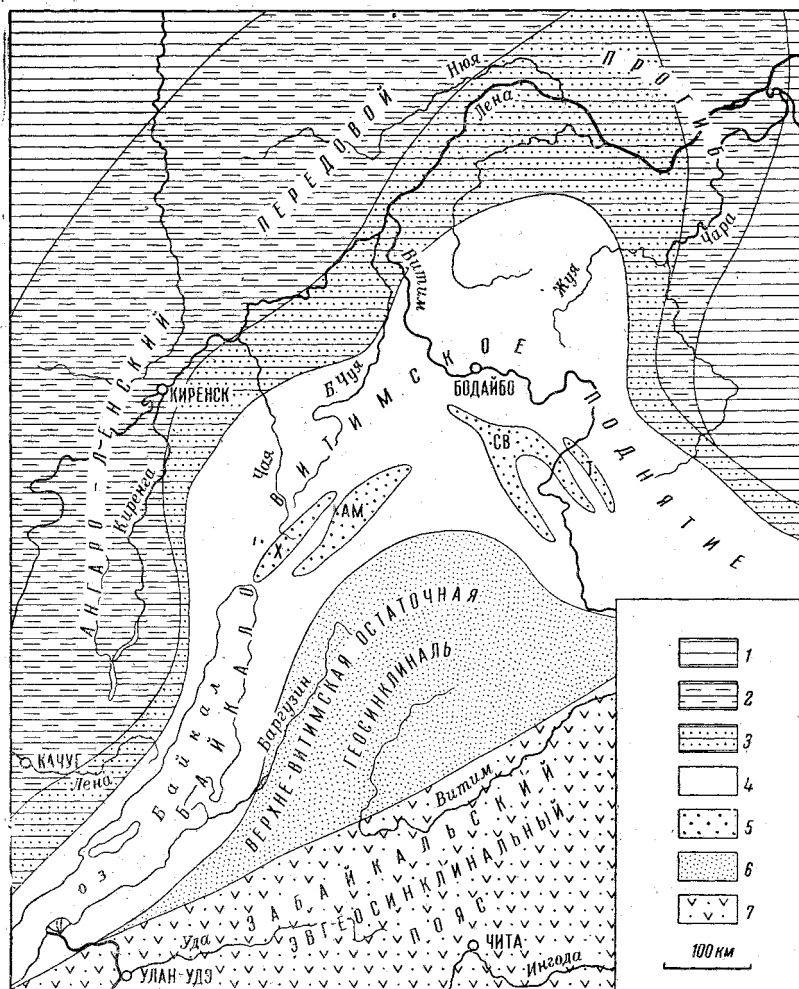


Рис. 94. Схема расположения главных структурных элементов байкалид в начале раннего кембрия (алданский век)

1 — Сибирская платформа; 2 — передовой прогиб на Сибирской платформе; 3 — подвижная зона передового прогиба; 4 — область внутреннего поднятия; 5 — межгорные впадины [X — Холоднинская, АМ — Ангаро-Мамканская, СВ — Средне-Витимская (Янгудско-Мамаканская), Т — Талонинская]; 6 — остаточная геосинклиналь; 7 — эвгеосинклинальная область

вано. Крупная трансгрессия моря, наступившая в начале ленского века, проявилась в условиях медленно прогибающейся выровненной страны. В образовавшемся морском бассейне накапливались мощные (до 3500 м), но мелководные карбонатные осадки. Такой режим седиментации продолжался до второй половины среднего кембрия; затем среди морских отложений стали появляться лагунные фации (верхняя янгудская свита). Палеозойские отложения, более молодые, чем среднекембрийские, в пределах Байкало-Витимского поднятия отсутствуют.

По-видимому, в конце среднего кембрия там, так же как и в других районах Байкальской горной области, возникли значительные поднятия.

Межгорные впадины, выполненные кембрийскими толщами, вытянуты в соответствии с направлением протерозойских складчатых дуг и глубинных разломов, благодаря чему на восточном фланге области Байкало-Витимского поднятия они имеют северо-западное простирание, а на западе — северо-восточное. Обычно они ограничены крупными дизъюнктивами типа нормальных сбросов или крутых надвигов, которые чаще всего развивались вследствие возобновления движений по глубинным разломам. Во многих случаях перемещение масс по надвигам происходило в сторону депрессии (встречные надвиги-взбросы).

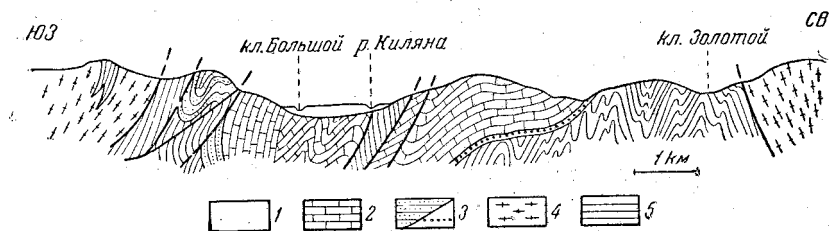


Рис. 96. Разрез через Киянский прогиб Средне-Витимской впадины. Верховья р. Кияны

1 — четвертичные отложения; 2—3 — кембрийские отложения: 2—янгудская надсвита, 3 — мамаканская надсвита, 3а — мамаканская надсвита резко сокращенной мощности; 4 — гнейсовидные граниты нижнего протерозоя; 5 — метаморфизованные эффузивы и туфы нижнего протерозоя

Вследствие оживления глубинных швов начали вновь приподниматься некоторые древние срединные массивы, в частности Северо-Муйская глыба архея, которая разделяла Средне-Витимскую межгорную впадину на два прогиба — Янгудско-Мамаканский и Киянский — и в первую половину алданского века являлась областью сноса терригенного материала.

Складчатые структуры кембрия строго параллельны границам впадин. В Средне-Витимской впадине отмечается также приспособление складок к контурам Северо-Муйской глыбы, что особенно отчетливо видно около северо-западной окраины последней, там, где смыкаются два упомянутых прогиба (рис. 95). Пликативные формы дислокаций подчинены дизъюнктивным. Вблизи надвигов развиты небольшие сжатые, часто изоклинальные и даже опрокинутые складки (рис. 96); вдали от них более типичны крупные пологие складки и даже брахиструктуры (см. рис. 32 в статье «Кембрийские отложения Средне-Витимской горной страны»).

Исключительно простым тектоническим строением отличается Холоднинская впадина. Вся она образована одной большой и сравнительно пологой синклиальной складкой, протягивающейся в северо-восточном направлении более чем на 100 км. Северо-западное крыло складки почти на всем ее протяжении оборвано сбросом, приуроченным к древнему глубинному разлому (рис. 97).

Несложная структура характерна и для Ангаро-Мамской впадины. Там выделяются две большие синклинали (Асениктинская и Иномакитканская), разделенные антиклинальным перегибом (Улюфская антиклиналь). Северо-западное крыло Асениктинской и юго-восточное крыло Иномакитканской синклиналей обрезаны сбросами северо-восточного простирания, причем один из них — очень молодой, выражен-

ный в рельефе, — ограничивает современную Верхне-Ангарскую впадину. Асениктинская синклинали вследствие воздымания шарнира на юго-западе (запад-юго-западе) замыкается. Иномакитканская синклинали усложнена волнистыми складками второго порядка.

Складки и сопряженные с ними надвиги часто разбиты поперечными сбросами. К ним, а также к продольным дизъюнктивным нарушениям и в особенности к участкам пересечения разрывов разных направлений приурочены интрузии гранитоидов и сиенитов щелочно-земельного, субщелочного или щелочного состава (витимканский — кункудеро-мамаканский комплекс), около которых кембрийские отло-

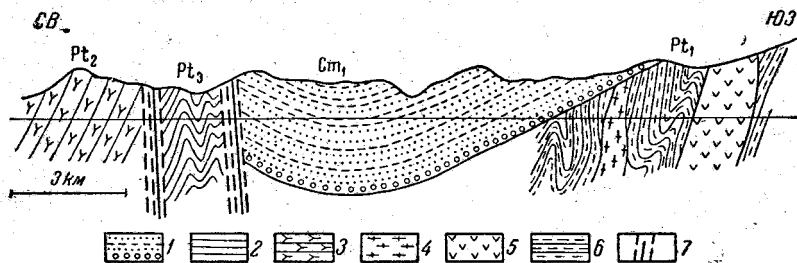


Рис. 97. Характер залегания кембрия в районе верховьев р. Чаи (Холоднинский прогиб)

1 — нижний кембрий (холоднинская свита); 2 — верхний протерозой (делюн-уранская подсерия); 3 — средний протерозой (сыннырская толща); 4—6 — нижний протерозой: 4 — плагιοграниты; 5 — габброиды, 6 — метавулканы и гнейсы муйской серии; 7 — зоны милонитов

жения заметно метаморфизованы. На линии сброса, ограничивающего Холоднинскую впадину с северо-запада, размещаются большие кольцевые (центральные) плутоны щелочных и нефелиновых сиенитов (Бурпалинский, Сыннырский и др.). Нижнепалеозойские интрузии развиты вдоль зон разломов также и вне межгорных впадин, причем некоторые из них имеют сравнительно крупные размеры (до 1500 км²). Почти все интрузивные тела относятся к категории трещинных плутонов. Вообще магматические процессы, равно как и складчатость, в пределах Байкало-Витимского поднятия проявились в обстановке интенсивной глыбовой кинематики.

В области Верхне-Витимской остаточной геосинклинали в раннем палеозое существовали несколько иные тектонические условия, чем в обрамляющей ее с севера зоне Байкало-Витимского поднятия. Большая часть этой области уже с самого начала кембрия была занята мелководным морским бассейном, сравнительно слабо дифференцированным на прогибы и поднятия. Отложения алданского яруса, хотя и представлены там также терригенными толщами, но в отличие от синхронных образований межгорных впадин характеризуются повышенной известковистостью и лучшей сортировкой обломочного материала; красноцветные породы среди них играют заметно подчиненную роль. Вблизи границы с Забайкальским эвгеосинклиналиальным поясом в их составе появляются кислые и средние эффузивы. Мощность рассматриваемых толщ увеличивается по мере удаления от Байкало-Витимского поднятия от 200—300 м на севере (в бассейне р. Катеры) до 2500 м (3500 м?) на юге (Южно-Муйский хребет и бассейн р. Кыдымита). Отложения ленского яруса, как и в северных районах, образуются главным образом известняками, но на юге к ним присоединяются в небольшом количестве эффузивы.

На размытой поверхности нижнекембрийских отложений с угловым несогласием местами залегает красноцветная песчаниковая толща (богдаринская свита); некоторые исследователи (Беличенко, Хренов и Чернов, 1961) достаточно обоснованно относят ее к верхнему кембрию и рассматривают как позднюю молассу. Таким образом, устанавливается наличие тектонической фазы между нижним и верхним кембрием. Как известно, проявление крупных тектонических движений перед верхним кембрием фиксируется и по всей приплатформенной окраине Байкальской горной области (Салоп, Головенко, Жидков и Шалек, 1957). Кембрийские отложения в пределах Верхне-Витимской геосин-

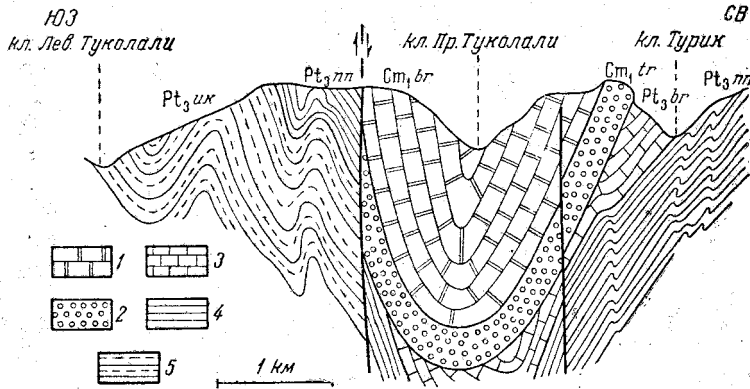


Рис. 98. Разрез в восточной части Уколкитского хребта
1—2 — нижний кембрий: 1 — бирамынская свита (Cm_1br), 2 — турицкая свита (Cm_1tr); 3—5 — верхний протерозой: 3 — баргузинская свита (Pt_3br), 4 — няндонинская свита (Pt_3nn), 5 — уколкитская свита (Pt_3uk)

клинали представлены очень фрагментарно. В большинстве случаев они приурочены к древним зонам смятия, где залегают в грабенообразных погружениях докембрийского фундамента. Такова, например, тектоническая позиция кембрия в Баргузинском хребте (Намаминская зона смятия), Южно-Муйском хребте (зона древних разломов на междуречье Дулешмы и Горбылка) и в ряде участков Витимского плоскогорья.

Нижнекембрийские толщи повсюду собраны в складки, иногда сжатые, асимметричные и даже опрокинутые. Простираение их, как правило, совпадает с ориентировкой докембрийских структур. Местами встречаются пологие купола и мульды; очень характерны также грабен-синклинали (рис. 98).

Во многих участках складки разорваны сбросами и надвигами. В Южно-Муйском хребте нижнекембрийские отложения участвуют вместе с метаморфическими толщами протерозоя в создании чешуйчато-надвиговой структуры (рис. 99). Обращает на себя внимание, что вдали от надвигов складки имеют тенденцию к выполаживанию. По-видимому, разрывные нарушения и в рассматриваемой области имели очень большое значение при формировании пликативных структур нижнепалеозойского яруса, хотя их роль здесь была меньшей, чем в зоне Байкало-Витимского поднятия.

Красноцветы верхнего кембрия дислоцированы заметно слабее, чем нижнекембрийские толщи. В районе Чина-Усойского водораздела они слагают крупную и простую синклинали северо-восточного прости-

рания, обрубленную с двух сторон сбросами (грабен-синклиналь). Судя по характеру изменения фаций и мощности отложений, данная синклиналь скорее всего образовалась на месте первичной седиментационной уды.

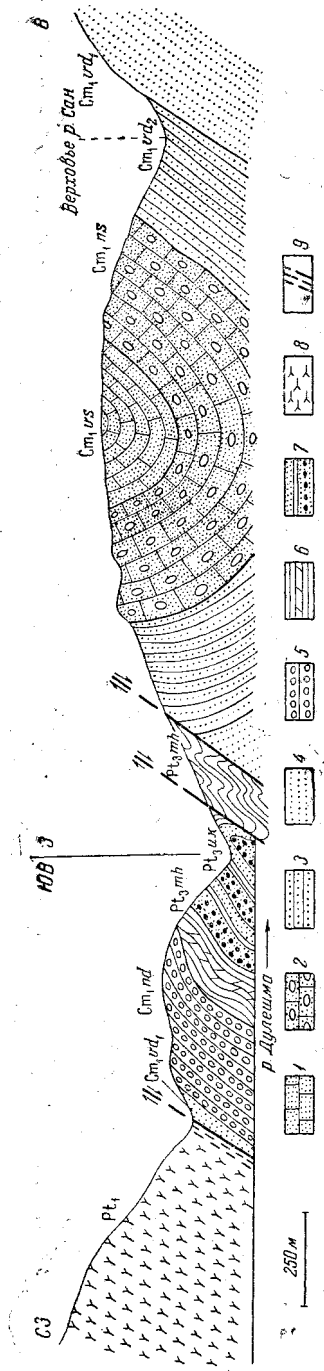


Рис. 99. Разрез по р. Дулешме и через водораздельную гряду между реками Дулешмой и Саном (Южно-Муиский хребет) 1-5 — нижний кембрий: 1 — верхняя санская свита (См₁, ns), 2 — нижняя санская свита (См₁, vs), 3 — верхняя дулешминская свита (См₁, ns); 6-7 — верхний протерозой: 6 — мухтунная свита (Pt₃, mbk), 7 — уколкитская свита (Pt₃, mbk); 8 — нижний протерозой, муиская серия (Pt₄); 9 — разломы

Нижнекембрийские отложения во многих местах прорваны гранитами, гранодиоритами и сиенитами витимканского plutонического комплекса. Интрузивные тела размещаются преимущественно в зонах разломов; в более редких случаях они приурочиваются к осевым частям антиклинорий и напоминают собой диапир-плутоны (например, Огемский и Унукинский массивы в Уколкитском хребте).

Верхнекембрийские красноцветы, по-видимому, моложе упомянутых интрузий, поскольку в составе их обломочного материала находятся гранитоиды, очень похожие на соответствующие породы витимканского комплекса. В свою очередь они секутся малыми телами гранитов, гранит-порфиров и щелочных сиенитов мезозойского(?) возраста.

В области Забайкальского эвгеосинклинального пояса или, точнее, его периферической Удинской (или Удино-Витимской) структурно-фациальной зоны, примыкавшей с юго-востока к Верхне-Витимской остаточной геосинклинали, в течение всего раннего кембрия весьма интенсивно проявлялся подводный вулканизм, в результате которого возникли мощные осадочно-эффузивные толщи. Среди эффузивов присутствуют породы, характерные для спилито-кератофировой формации, а в составе осадочных образований имеются кремнистые сланцы и известняковые рифы, сложенные ископаемыми водорослями и археоциатами.

Эти типично геосинклинальные толщи прорваны гигантскими плутонами гранитоидов, около которых они бывают сильно метаморфизованы, местами вплоть до кристаллических сланцев. Наряду с контактовыми изменениями повсюду довольно четко выражен региональный метаморфизм, соответствующий зеленосланцевой фации. Внедрению гранитоидов предше-

ствовали интрузии основных и ультраосновных пород, малые тела которых локализованы в пределах сравнительно узкой полосы северо-восточного простирания, расположенной близ границы эвгеосинклиналь-

ного пояса. По всей вероятности, они маркируют собой какой-то структурный шов глубинного заложения.

Нижекембрийские отложения развиты на небольших участках преимущественно в виде провесов кровли гранитных массивов. Собраны они в сжатые линейные складки северо-восточного простирания, нередко усложненные пликативными структурами более мелкого порядка и чешуйчатými надвигами. Сколько-нибудь выдержанная вергентность отсутствует: складки бывают опрокинуты то на северо-запад, то на юго-восток. В эвгеосинклинальной области, так же как и в других рассмотренных ранее структурно-фациальных зонах, сильные тектонические движения и плутонические процессы скорее всего происходили еще до конца кембрийского периода. Во всяком случае развитые там верхнекембрийские(?) отложения, представленные слабо измененными красноцветными терригенными породами (исташинская свита), ложатся на нижекембрийские осадочно-вулканогенные толщи с крупным угловым несогласием (Беличенко и др., 1961). Кроме того, они дислоцированы заметно слабее последних и прорваны только небольшими телами аляскитоидных гранитов не установленного возраста и различными мезозойскими гипабиссальными интрузиями.

Слабая складчатость верхнекембрийских отложений, вероятно, обусловлена движениями, происходившими в конце кембрия или в ордовике. По своему характеру это типичная постумная складчатость, завершающая главную фазу геосинклинального тектогенеза.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ ПО ДОМЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКЕ

Приведенные выше описания домезозойской структуры отдельных крупных районов Бурятии позволяют видеть то общее, что характеризует древнюю тектонику этой территории в целом, а также сделать попытку дать ответ на некоторые принципиальные вопросы, поставленные во введении к данному разделу.

Во-первых, нет сомнений, что основу домезозойской структуры всей Бурятии составляют древние архейские массивы (глыбы), удлиненные контуры которых определили господствующее простирание складчатых и разрывных структурных форм протерозоя и палеозоя. Во многих случаях видимые ограничения древнейших массивов, обычно линейно-угловатые, обусловлены разломами большой глубины и давности заложения. Внутренняя складчатая структура архейских массивов не всегда соответствует их форме в современном эрозионном срезе, но в общем отчетливо отражает первичный выпуклый к югу изгиб древнейших простираний вдоль южной периферии Сибирской платформы.

По количеству и размерам архейских ядер или глыб особенно выделяется северная периферическая кайма территории Бурятии, соответствующая области внутреннего геоантиклинального поднятия в каледонском цикле и области Саяно-Байкальского сводового поднятия в неогене и антропогене. Важнейшие послеперархейские геологические события (осадконакопление, эффузивный магматизм, складчатость и т. д.) разыгрывались в динамическом взаимодействии с древнейшими массивами, но главным образом за их пределами.

Во-вторых, следует отметить, что идея «древнего темени Азии» Черского — Зюсса — Обручева по отношению к Прибайкалью, утратив свой первоначальный палеогеографический смысл, определенно обогатилась другими данными. Эти данные заключаются в том, что Восточный Саян, Северное Прибайкалье, узкая полоса Южного и Восточного Прибайкалья, как это следует из новейших материалов, не испытали

в нижнем палеозое существенной переработки своей докембрийской структуры и что выходы докембрия на больших пространствах здесь нельзя рассматривать как обнаженный фундамент каледонской геосинклинали.

Из простейшего структурно-формационного анализа отложений кембрия следует, что такой геосинклинали здесь вообще не существовало ни в эвгеосинклинальном, ни в миогеосинклинальном виде, как не было здесь в нижнем палеозое и неизбежной докембрийской суши, т. е. древнего темени в палеогеографическом смысле. Так же бесспорно, что та крупная часть Саяно-Прибайкальского кристаллического «массива», которая характеризуется почти сплошным распространением докембрийских толщ и докембрийских гранитоидов и обозначена Л. И. Салопом как «область внутреннего поднятия в конце алданского века», не может быть квалифицирована и как обнаженный фундамент Сибирской каледонской платформы на том основании, что она включает в себя крупные узкие нижнекембрийские прогибы и грабен-синклинали с мощными (до 3—5 км) морскими карбонатными и терригенными формациями кембрия, а также содержит крупные тела нижнепалеозойских гранитоидов, а местами базитов и даже гипербазитов, связанных с мощными разломами. Таким образом, можно сказать, что «древнее темя» в Прибайкалье действительно существует в том смысле, что восточная часть Восточного Саяна, Северное и частично Восточное и Южное Прибайкалье не являлись фундаментом единой раннекаледонской геосинклинали, никогда не имели мощного сплошного кембрийского осадочного покрова и не подвергались существенной переработке нижнепалеозойской складчатостью. «Древнего темени» здесь не было в том смысле, что те же самые районы пережили трансгрессию нижнекембрийского моря и что немногим позже они, неравномерно и не повсеместно «взламываясь», достигли высокой проницаемости коры и возбуждения в ней глубоких магматических очагов.

В-третьих, из сказанного, а также из очень простой схемы тектоники Бурятии следует, что сама постановка вопроса о южной границе Сибирской каледонской платформы и соответственно о северной границе восточносибирских каледонид вообще неправомерна и что, следовательно, дискуссия на эту тему не может не быть бесплодной. Действительно, если в Забайкалье можно достаточно обоснованно выделить раннекаледонскую эвгеосинклинали, то при всем старании нельзя выделить миогеосинклиналию область того же возраста. Если можно говорить о существовании некоторого подобия краевого нижнекембрийского прогиба, опоясывающего современное Прибайкалье с севера и северо-запада, то нельзя не заметить, что он примыкает на юго-востоке к области раннекембрийского поднятия, несколько осложненного отдельными субгеосинклиналиными прогибами, т. е. примыкает к сооружению первично геосинклиналиного типа. Иными словами, на площади Бурятии и Иркутской области нет и не может быть реальной линейной границы каледонской платформы и каледонской геосинклинали, если от той и от другой требовать полного набора классических отличительных признаков. Область их взаимоперехода очень широка и отличается резкими внутренними структурными контрастами. Именно эту черту восточносибирских каледонид уже давно подметили и графически отразили Е. В. Павловский и Л. И. Салоп; она нуждается, быть может, только в более определенной и решительной формулировке.

Можно ли рассматривать ту же область внутреннего поднятия (взаимоперехода) как ядро гигантского Байкальского антиклинория, глубоко размытого и сохранившего только наиболее глубокие корни частных кембрийских синклиналей? Эта идея, сформулированная в свое

время М. М. Тетяевым и Е. В. Павловским, должна быть в настоящее время отвергнута в историко-генетическом, но сохранена в морфологическом смысле. Действительно, рассматриваемая область сохраняла стремление к поднятию уже с начала алданского века и не претерпела никакой последующей инверсии. Формационный состав, изменчивые мощности и не менее изменчивые по своей напряженности тектонические структуры в нижнекембрийских впадинах-прогибах не могут быть отнесены к геосинклинальному типу. Интрузии нижнепалеозойских гранитоидов также никоим образом не свидетельствуют об их принадлежности к глубинным частям орогена. Таким образом, рассматриваемое сложное образование нельзя причислить к ядерной зоне гигантского каледонского антиклинария. Вместе с тем как область преобладавшего поднятия, имевшего, несомненно, сводовый характер, оно механически и морфологически близко к сложному антиклинальному сооружению.

В-четвертых, вопрос о структурном, пространственном и возрастном соотношении байкалид и байкальских каледонид также требует, по-видимому, некоторых дополнений к уже бывшим в литературе высказываниям. Самостоятельность байкалид давно признана всеми геологами. Но по отношению к Прибайкалью указывалось, что движения байкальского цикла в нем затянулись, возможно, до конца нижнего кембрия. По существу в этом заключался повод для введения термина «байкалиды» в том понимании, как это было предложено самим его автором — Н. С. Шатским¹. С другой стороны, сейчас ни у кого нет сомнений в том, что Сибирская платформа сформировалась в рифее (синий, верхнем протерозое), т. е. является не каледонской, а байкальской платформой. Очевидно, что в нижнем палеозое она как-то «дорабатывалась», превратившись в каледонскую платформу приблизительно в тех же границах.

В Западном Прибайкалье в это время возник Прибайкальский краевой прогиб, выраженный, правда довольно слабо, в мощностях и в характере формаций, но вполне отчетливо в напряженности тектонических форм. Между этим прогибом и эвгеосинклинальной областью ранних каледонид (Забайкалье) располагался геоантиклинальный пояс Восточного Саяна и Прибайкалья с его отдельными полуплатформенными нижнекембрийскими прогибами и мощным гранитным магматизмом. В этом поясе отложения нижнего кембрия во многих случаях лежат на протерозойских, в том числе и на верхнепротерозойских образованиях с угловым несогласием. Здесь многочисленны массивы нижнепалеозойских гранитоидов. В соседней же области (Забайкалье), которую по структурно-формационным признакам можно квалифицировать как раннекаледонскую эвгеосинклинали, еще нигде не найдена подошва низов алданского яруса нижнего кембрия, т. е. не обнаружен с полной достоверностью фундамент этой эвгеосинклинали и, следовательно, есть основание считать, что складчатые немые метаморфизованные толщи, лежащие согласно под слоями, содержащими археоциат, включают не только отложения алданского яруса, но и более древние — рифейские или верхнепротерозойские образования.

Следовательно, эта зона развивалась по единому плану с рифеем до нижнего кембрия, представляя собой именно те байкалиды, о которых предположительно писал в свое время Н. С. Шатский. Поэтому в применении к Прибайкалью термин «поздние байкалиды» (т. е. геосинклинальные движения позднего протерозоя, завершившиеся в нижнем

¹ Именно в таком смысле этот термин употребляется здесь. Но при чтении настоящей книги нужно иметь в виду, что Л. И. Салоп обозначает словом «байкалиды» разновозрастные протерозойские тектонические движения и структуры в Прибайкалье.

кембрии) не менее удачен, чем употребительный термин «ранние каледониды» (т. е. геосинклинальные движения, начавшиеся и завершившиеся в том же нижнем кембрии). Поскольку же вероятный верхний красноцветный кембрий эвгеосинклинальной области (богдаринская и иташинская свиты, имеющие формационный облик поздней молассы) слабоскладчатый и лежит на нижнем кембрии несогласно, а нижний кембрий и рифей (верхний протерозой) составляют здесь, по-видимому, структурное целое, первый термин («поздние байкалы») следовало бы предпочесть второму.

При наличии верхнего кембрия и отсутствии среднего кембрия в складчатых структурах Забайкальской эвгеосинклинали, «дотянувшей» свое развитие до раннего палеозоя вряд ли целесообразно отнесение этих структур к так называемому салаирскому циклу Западной Сибири.

Несомненный и существенный сдвиг в познании тектоники Бурятии, происшедший в последние годы, составляет лишь часть широкого движения по пересмотру старых представлений о тектонике советской Азии. Это касается как докембрийской, так и в еще большей степени мезозойской и кайнозойской тектоники (см. ниже) восточных районов СССР. Вместе с тем возросло и число новых нерешенных вопросов, особенно касающихся конкретных связей тектонических, магматических и металлогенических явлений. Остается много неясного и в области классификации, терминологии и, главное, механизма тектонических процессов, порождающих на востоке Советского Союза (и за рубежом) структурные сочетания определенно иные, чем на лучше изученном западе. Дальнейшее, все более детальное и глубокое изучение структуры территории Бурятии будет, очевидно, развиваться параллельно с систематическим геологическим картированием возрастающей детальности и в зависимости от него.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА

Качественно отличный от предыдущих мезозойский (монголо-охотский¹) тектогенез на территории Бурятии проявился неравномерно и в различных формах.

Н. А. Флоренсовым (1956б) в пределах этой территории выделены две структурно-фациальные зоны: Байкальская, активизированная в неогене (область «Байкальского сводового поднятия»), и Забайкальская, почти не затронутая кайнозойской перестройкой. Последняя охватывает юго-восточную часть республики.

Байкальская зона характеризуется сравнительно спокойным залеганием континентальных юрских осадков, отсутствием видимых проявлений мезозойского магматизма, наличием следов гидротермального метаморфизма, отсутствием мезозойских эффузий. Забайкальская, наоборот, отличается довольно интенсивными складчатыми дислокациями триаса — юры, интенсивным и многообразным мезозойским магматизмом и неравномерным, но местами значительным метаморфизмом отложений. Граница между этими структурно-фациальными зонами проходит от верховьев р. Джиды на западе к верховьям р. Темника, затем по северным склонам хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы к верховьям р. Витима и далее на северо-восток к устью р. Калакана.

¹ В применении к рассматриваемой области Б. А. Иванов (1949а) предложил называть этот тектонический цикл забайкальским.

Формирование мезозойских глыбово-складчатых структур в пределах Забайкальской «субплатформенной»¹ зоны протекало в несколько тектонических стадий, причем при современной изученности мезозоя Западного Забайкалья можно выделить четыре стадии: позднетриасовую, послесреднеюрскую, слабую верхнеюрскую и меловую (доверхнемеловую). Весьма возможно существование перерыва и несогласия также внутри триаса. Наиболее интенсивной была позднетриасовая стадия складчатости, во многих случаях затухавшая явления более ранней и более слабой внутритриасовой складчатости.

В итоге раннемезозойского тектогенеза триасовые и, возможно, также нижнеюрские вулканогенно-осадочные породы были смяты в ряд складок северо-восточного простирания, близких к линейным и образующих в юго-восточной части Бурятии своеобразный крупный синклинорий. Границы последнего в общих чертах соответствуют Забайкальской «субплатформенной» структурно-фациальной зоне. Для синклинория характерно некоторое погружение осей частных складчатых форм к юго-западу, что довольно отчетливо устанавливается по характеру замыкания контуров отдельных свит, залегающих в ядрах складок.

В составе синклинория вырисовывается ряд крупных синклиналей и сопряженных с ними антиклиналей с многочисленными разрывными смещениями в зонах их взаимного перехода. На северо-западе окраинное положение занимает синклиналь в центральной части хребта Малый Хамар-Дабан. Судя по залеганию слоев осадочных пород, подчиненных лавовым покровам петропавловской свиты, вся вулканогенно-осадочная толща падает на СЗ 340° под углом $45-68^\circ$. Севернее гребня хребта падение слоев меняется на обратное, а углы возрастают до $65-70^\circ$. Крылья описываемой крупной синклинали осложнены более мелкой складчатостью и разрывами, точное картирование которых затруднено из-за слабой обнаженности и преобладания в составе триасовых и нижнеюрских толщ вулканогенных образований.

К юго-востоку от синклинали Хамар-Дабана расположена сложно построенная антиклиналь Хамбинского хребта. Она осложнена многочисленными разрывными нарушениями. Несколько юго-восточнее последней по отдельным фрагментам намечается другая крупная синклиналь, сложенная нижнемезозойскими образованиями и сильно нарушенная последующими тектоническими процессами (наложением верхнемезозойских впадин и разрывов послемелового возраста).

Крупная антиклиналь, в которой участвуют ниже-среднемезозойские толщи, установлена в бассейне р. Тугнуя. Ядро этой складки приурочено к Тугнуйскому хребту и сложено эффузивами и туфами петропавловской свиты. Крылья синклинали осложнены складчатостью высших порядков и разрывными нарушениями. О наклоне крыльев мелких складок можно судить по условиям залегания слоистых туфов на склоне левого распадка пади Бар, углы падения которых достигают $60-75^\circ$.

На крайнем юго-востоке Бурятии крупная антиклинальная структура вырисовывается в юго-западной оконечности Малханского хребта,

¹ Авторы пользуются этим условным и неточным термином из-за отсутствия более подходящего. Здесь под субплатформенной стадией структурного развития понимается промежуточное состояние между активной складчатой областью и подвижной платформой или же состояние не вполне завершенной складчатости, при котором соответствующую область пока еще нельзя считать платформой, хотя она уже перестала быть геосинклиналью. С точки зрения тектонического режима возможно различать субплатформу (или эпигеосинклиналь), платформу и эпиплатформу (шит, кратон). Они не всегда составляют исторический ряд. Субплатформы стали возникать, по-видимому, начиная с палеозоя.

в Тамирской гриве, где также распространены эффузивы, туфы и осадочные породы петропавловской свиты.

К северо-западу от Тугнуйской антиклинали располагается крупная антиклиналь хребта Цаган-Дабан, периклинально замыкающаяся на юго-западе, в бассейне р. Джиды. В ядре ее обнажены палеозойские граниты, местами прорванные штоками мезозойских гранитов и сиенитов.

Весьма отчетливо выражена Заганская антиклиналь, в пределах которой распространены докембрийские метаморфические толщи и древние гранитоиды. Эта складка осложнена многочисленными разрывами сбросового и надвигового типа, частично разновозрастными со складчатыми деформациями, частью более молодыми (меловыми и палеоген-неогеновыми).

По-видимому, тот же характер складчатости сохраняется и в более северных частях синклинория, где о наличии отдельных складок можно судить лишь по сохранившимся после размыва отдельным участкам развития петропавловской свиты, рассеянным среди палеозойских гранитоидов, а также и по характеру дислокаций цаганхунтейской свиты на междуречье Уды и Витима.

По данным Ю. В. Комарова (1959), отчетливо выражена синклиналиная складка отложений цаганхунтейской свиты в хребте Тора; на крыльях она осложнена мелкими складками с углами падения крыльев до 45—50°. В хребте Хухайта отложения цаганхунтейской свиты образуют крупную антиклиналь.

О складчатых структурах средне-верхнеюрских осадочных и вулканогенно-осадочных образований имеются лишь весьма неполные, отрывочные данные. Все же они изучены несколько лучше раннемезозойских. Так, например, в бассейне р. Тугнуя (Колесников, 1959) среднеюрские отложения залегают в виде асимметричной синклиналиной складки с крутым южным и пологим северным крыльями. Синклиналиная структура осадков Тугнуйской депрессии осложнена более мелкими антиклинальными и синклиналиными складками, простирающимися параллельно шарниру главной синклинали. В бассейне р. Итанцы (долина рч. Ангыра) среднеюрские отложения собраны в широкую синклиналиную складку северо-восточного простираения с углами наклона крыльев до 60°. Судя по отдельным наблюдениям, синклинали имеет симметричное строение.

На левобережье р. Джиды (бассейн рч. Ичетуй-Гыгетуя) вулканогенно-осадочная толща собрана в сравнительно мелкие пережатые складки с углами наклона слоев до 85°; иногда наблюдаются опрокинутые складки. Простираение и положение осевых поверхностей складок древних вулканогенно-осадочных толщ и осевых поверхностей более молодых складчатых форм обычно не совпадают.

Так, например, в бассейне рч. Гыгетуя осевые поверхности складок рассматриваемого комплекса смещены к юго-востоку по отношению к осевой поверхности складок вулканогенного триаса, а в бассейне р. Хилка, по данным Б. А. Иванова (1949б), ось хорошо выраженной синклинали эффузивно-туфогенной (хилокской) толщи не совпадает с осью синклинали, образованной слоями нижнего мела, которая по сравнению с первой смещена к югу.

Таким образом, в рамках юрского периода на территории Южной Бурятии по различной напряженности и относительному смещению складчатых структур намечаются по крайней мере две стадии тектогенеза.

Развитие тектонической структуры на юге Бурятии в триасе и юре сопровождалось внедрением гранитоидных интрузий, составивших несколько интрузивных комплексов различного возраста.

В Байкальской зоне (Восточный Саян, район низовьев р. Селенги), которому возможно было бы назвать для рассматриваемого отрезка времени подвижной платформой, отложения триаса неизвестны, а молассоидные юрские толщи залегают в виде отдельных синклинальных складок или моноклиналей. Наклоны слоев меняются от нескольких градусов до 45—50°. Местами отмечены надвиги на юрские отложения древних толщ с движением масс с юга на север и пологими сместителями (например, Посольский надвиг в северном предгорье хребта Хамар-Дабан, описанный Н. С. Шатским, С. М. Замараевым и В. Н. Даниловичем и во всех главных чертах сходный с известным Ангарским надвигом). В Восточном Саяне в ограничении выходов континентальной юры участвуют и крутопадающие сбросы.

На каледонскую и раннемезозойскую структуры юго-восточной части Бурятии наложено обширное Витимо-Селенгинское поле верхнемезозойских прогибов, выраженных в современном рельефе. Вопрос о происхождении и структурном типе межгорных впадин всего Забайкалья долгое время служил предметом полемики между приверженцами двух противоположных воззрений. В. А. Обручев и его сторонники считали эти впадины структурами глыбового типа, образованными перемещениями глыб по крупным тектоническим разломам; последние были заложены в домезозойское время, действовали в мезозое, а затем и в кайнозое.

Сторонники противоположного направления (М. М. Тетяев и др.) указывали на складчатый тип структуры забайкальских впадин, почти полностью отрицая роль радиальных движений и соответствующего типа разломов.

За последние 15—20 лет теми же вопросами особенно много занимались М. С. Нагибина, П. С. Бернштейн, Б. А. Иванов, Н. А. Флоренсов. По мере накопления фактов в ходе этой полемики выявилась возможность компромиссной оценки действительной тектонической природы забайкальских угленосных депрессий. Это выразилось, например, в предложенной Б. А. Ивановым (1949б) новой номенклатуре основных положительных и отрицательных форм верхнемезозойской тектоники Забайкалья, названных соответственно «глыбовыми антиклиналями» и «глыбовыми синклиналями».

По мнению Н. А. Флоренсова, в пределах Забайкалья закономерно чередуются параллельные мезозойские своды и прогибы, причем среди последних существуют такие, внутри и вблизи которых разломы отсутствуют совершенно. Тот же исследователь отмечает, что, учитывая синклинальное или мульдообразное строение мезозойских толщ, залегающих во впадинах, последние следует квалифицировать как синклинальные прогибы, подчиненные в своем расположении и конфигурации волнообразному короблению древнего фундамента; эти прогибы усилены и осложнены разломами.

В работах последних лет (Флоренсов, 1956б, 1960а) обращается внимание на специфическую несимметричность структур некоторых межгорных впадин Бурятии, когда угленосные толщи в разных крыльях синклиналей представлены различными фациями, да и сами крылья структур развиты неодинаково. Это позволило высказать мысль о псевдомоноклинальном строении ряда мезозойских впадин. Возникновение подобных структур может быть объяснено одновременными процессами накопления осадков, углубления прогиба и его медленной миграции в какую-либо сторону, т. е. к одному из бортов будущей синклинали. Как правило, крупные верхнемезозойские структуры осложнены серией внутренних антиклинальных и синклинальных покровных складок более высоких порядков.

Внутреннее строение верхнемезозойских впадин довольно детально изучено при геологической съемке и разведочных работах на угольных месторождениях Бурятии. Одной из наиболее изученных верхнемезозойских впадин Западного Забайкалья является Гусиноозерская. Внутри крупной псевдомоноклинальной структуры последней выделяются три составляющие ее части: очень крупная собственно Гусиноозерская мульда, Загустайский поперечный антиклинальный перегиб и Загустайская мульда.

Гусиноозерская мульда включает в себя ряд внутренних структурных элементов разных порядков — отдельные изометричные мульды, линейные синклинали, пологие куполообразные антиклинали и др. Северо-западное крыло Гусиноозерской структуры построено сравнительно просто: пласты гусиноозерской свиты вблизи Хамбинского хребта наклонены к юго-востоку под углом 20—30°, а далее к центру впадины под углом 15—18°. Важной деталью в строении этого крыла является пологий перегиб внутри конгломератового горизонта и сопряженная с ним пологая дополнительная синклинальная складка, срезанная продольным сбросом в районе р. Муртоя.

Более сложная картина наблюдается на юго-восточном крыле синклинальной структуры. На юго-восточном побережье Гусиноозера непосредственный контакт гусиноозерской свиты с породами фундамента скрыт мощной толщей рыхлых палеоген-неогеновых и антропогенных отложений. Простираение слоев гусиноозерской свиты ориентировано либо косо, либо перпендикулярно к линии берега озера. Отмечены дополнительные, различно ориентированные складки и разрывные нарушения, зоны смятия, состоящие из опрокинутых к северо-западу мелких складок, возможно связанные с надвиганием кристаллического фундамента на юго-восточное крыло главной синклинальной структуры.

Для юго-восточного крыла Гусиноозерской мульды характерно быстрое фациальное замещение слоев угленосной толщи сравнительно однообразной молассоидной толщей конгломератов, брекчий и песчаников. Это замещение происходит в направлении к Моностойскому хребту, независимо от ориентировки частных структур.

Южный участок Гусиноозерской мульды построен не менее сложно. В отличие от северного участка здесь распространены главным образом верхние горизонты нижнего мела. Простираение слоев становится меридиональным, падение восточное под углом 15—20°. По приближении к Тамчинской низменности простираения слоев плавно изменяются до северо-восточного. Таким образом, на самом южном участке восточного побережья озера появляется периклиналь второстепенной антиклинальной складки, ядро которой скрыто под водами озера.

Прослеживание угольных пластов при разведке месторождений и геофизические данные по внутреннему полю впадины позволяют считать, что на фоне общего несколько асимметричного синклинального прогиба кристаллического фундамента, ось которого простирается по азимуту СВ 35°, в юго-западной части впадины находятся две дополнительные мульды: Гусиноозерская и Загустайская.

Несколько иное строение имеет Удинская впадина. Здесь, в противоположность Гусиноозерской впадине, юго-восточный борт построен значительно проще северо-западного. В юго-восточном крыле прогиба слою нижнего (комушкинского) горизонта гусиноозерской свиты ложатся на подстилающие их гранитоиды и наклонены к центру впадины (на северо-запад) под углом 45°. Между горой Комушка и пос. Богдана Хмельницкого наблюдается пологий антиклинальный перегиб, который переходит в сравнительно пологую синклиналь, расположен-

ную между линией железной дороги Улан-Удэ — Наушки и руслом р. Уды. На правом берегу р. Уды вновь обнаруживается пологий антиклинальный перегиб, к которому приурочена гидротермальная «гранитизация» нижнемеловых песчаников и конгломератов. Северо-западное крыло антиклинали значительно круче, и в центре г. Улан-Удэ установлен наклон пластов гусинозерской свиты к северо-западу под углом до 75° .

Центральная синклиналь на северо-западном крыле срезана мощным надвигом, фронтальная линия которого тянется вдоль южного склона хребта Улан-Бургасы. Фронт надвига отличается сложной конфигурацией, здесь чешуи конгломератов комушкинского горизонта и кристаллических пород надвинуты на отложения лысогорского горизонта гусинозерской серии; местами в песчаниково-алевролитовые осадки вдавлены крупные блоки конгломератов и гравелитов, облекаемые пережатыми «струйчатыми» слоями песчаносланцевых пород. Обломки гравелитов иногда настолько раздавлены, что превращены в узкие, кулисообразно группирующиеся ленты (хвостатые гальки).

На юго-востоке Удинская синклиналь замыкается. Вся она рассечена рядом диагональных расколов, по которым происходило перемещение отдельных блоков.

Сложное строение имеет Боргойская впадина, состоящая из двух ветвей: собственно Боргойской (южной) и Гегетуйской (северной). Между последними расположен плоский треугольный массив Дабхор, сложенный мезозойскими гранитоидами.

В западной части Гегетуйской впадины на нижнемезозойских гранитоидах хребта Малый Хамар-Дабан лежат базальные конгломераты гусинозерской серии, перекрытые грубовалунными конгломератами сотниковской свиты неогенового (?) возраста. С севера Гегетуйская впадина ограничена надвигами древних кристаллических толщ, созданными, по данным Н. П. Михно, цепь тектонических покровов. В свою очередь зона надвигов ограничена с северо-запада мощным разломом сбросового типа. Структура северо-западной окраины описываемой впадины во многом еще остается неясной.

В основании собственно Боргойской впадины также залегают конгломераты мощностью не менее 200 м, состоящие из хорошо окатанной гальки. У подножия горы Баян-Ула конгломераты и гравелиты метаморфизованы. Выше базального горизонта располагается довольно мощная толща гравелитов, песчаников и алевролитов, содержащая в верхней части разреза покровы щелочных эффузивов основного состава. Меловые отложения во впадине перекрыты грубовалунными конгломератами, относящимися к чандинской свите третичного (?) возраста.

Как в Гегетуйской, так и в собственно Боргойской ветви впадины весьма многочисленны разрывные смещения сбросового типа. Так, вдоль их северо-западного борта проходит мощная зона разлома, по которой соприкасаются различные горизонты вулканогенно-осадочных отложений. У юго-восточного подножия горного массива Дабхор по разломам выведен на поверхность крупный блок кристаллических пород, слагающих коренное ложе впадины. С оперяющими крупные разломы трещинами здесь связана низкотемпературная кварцево-сульфидная (с золотом) и флюоритовая минерализация.

Собственно Боргойская впадина, несомненно, имеет синклинальное строение, о чем можно судить по наклону слоев песчаников и конгломератов в глубь впадины. В прибортовых ее частях эти наклоны достигают $35-40^\circ$, а в некотором удалении от бортов $20-25^\circ$. На южном

склоне внутренней Дабхорской антиклинали слои падают под углом 14—15° на юго-восток. В юго-восточном обрамлении впадины детально закартирован пологий надвиг.

Учитывая современные геологические материалы, мезозойские впадины Забайкалья нужно рассматривать как крупные (по местным масштабам) линейные синклинальные единицы первого порядка, а разделяющие их горные хребты — как линейные антиклинальные структуры в морфологическом, а не генетическом значении этих терминов. Формирование конседиментационных складкоподобных структур мелового

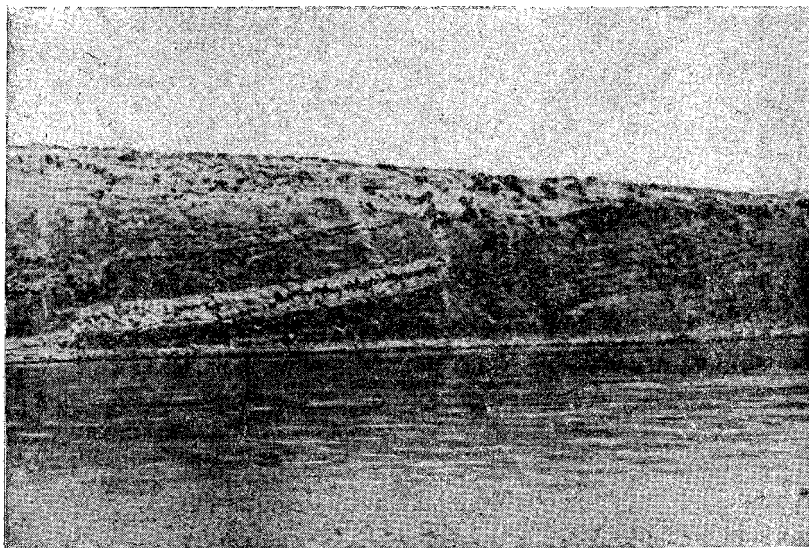


Рис. 100. Разрывные смещения в верхнеюрской осадочной толще. Правый берег р. Хилка к северу от с. Бичура. Фото Г. А. Дмитриева

возраста завершилось уже по окончании седиментации пологими надвигами древних толщ на меловые отложения.

Вероятный механизм образования этих надвигов, как следствий гравитационного оседания сводов, происходившего во время остановки поднятий, детально рассмотрен в специальных работах В. Н. Даниловича (1960б, 1961). В них же освещается вероятный механизм возникновения в сводах продольных сбросов (рис. 100) как результат развития сколов при выгибании, т. е. росте свода.

Создавались верхнемезозойские структуры на глубоко размытом нижнемезозойском складчатом основании. Иногда на дне впадин (Боргойской, например) обнаружены крупные массивы юрских интрузий, на поверхности размыта которых, по данным Н. П. Михно, лежат базальные горизонты угленосных отложений.

Как видно из изложенного, формирование мезозойских структур в юго-восточной части Бурятии представляло сложный и длительный процесс. Можно полагать, что в начале мезозоя в консолидированном складчатом основании был заложен весьма подвижный, но «негеосинклинальный» пояс, характеризовавшийся интенсивным, но неравномерным прогибанием, напряженной вулканической деятельностью и накоплением мощных толщ вулканогенно-осадочных пород (свыше 10 тыс. м в суммарном разрезе), которое несколько раз прерывалось фазами

складчатости, внедрением интрузий и глубоким размывом, в ряде случаев вскрывавшим крупные поля гранитоидов. В итоге триасовые и юрские осадки подверглись значительному метаморфизму; местами проявился интенсивный контактовый метаморфизм.

В конце верхней юры в пределах Забайкалья возникла система межгорных впадин, в развитии которых наряду с разломами принимали участие и пластические деформации, отразившие процесс коробления фундамента.

В этом развитии в рамках мезозоя совершенно отчетливо устанавливаются два этапа: первый — образование прогибов, во многих случаях связанных с разломами, происходившее одновременно с осадконакоплением и связанное с деформацией фундамента, охватившей все Прибайкалье и Забайкалье; второй — возникновение в прогибах узких зон локального смятия и небольшой амплитуды надвигов, проникновение в краевые (переходные к сводам-антиклиналям) части и во второстепенные антиклинальные складки даек и мелких штоков щелочных пород. События второго этапа датируются промежутком времени от верхов нижнего мела до конца палеогена, но, по-видимому, произошли в конце нижнего мела.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА

На территории Бурятии в кайнозойских тектонических формах без труда улавливаются некоторые общие черты с соответственным выражением мезозойской тектоники, но наряду с этим при более подробном рассмотрении в них обнаруживаются и существенные различия. Последние касаются не только частных структурных форм, но также характера их размещения, господствующего типа и простираения. Особенно важным отличием кайнозойских движений от мезозойских и от более древних является весьма тесная пространственная их локализация, а также незавершенность до настоящего времени. Кроме того, можно считать установленным отсутствие прямой связи неоген-антропогенных движений Прибайкалья, как и всей Южной Сибири, с движениями собственно альпийского геосинклинального цикла.

Вопросам специфики кайнозойского тектонического цикла, выразившегося в непосредственном горообразовании в Тянь-Шане, Алтае-Саянской области и Байкало-Становом горном поясе, в геологической литературе уделено много внимания. Тем не менее сущность и качественная сравнимость этого цикла с более древними недостаточно выяснены. Известны лишь самые общие черты: отсутствие типичных осадочных геосинклинальных формаций и каких бы то ни было следов геосинклинального магматизма, непрерывность континентального режима, непосредственное выражение движений земной коры в ее наружном рельефе, слабо дифференцированное отрицательное гравитационное поле. Обилие разломов, преимущественно сбросов, и излияний базальтов щелочного уклона, типичных для древних платформ, дополняют эту общую картину. Но отражают ли все эти особенности неотектоники на юге Сибири качественно новый этап в историческом развитии Земли (как это полагают Н. И. Николаев, В. В. Белоусов и др.), или они составляют необходимый этап в ходе каждого тектонического цикла (как думают Н. С. Шатский, Е. В. Павловский и др.), пока остается неизвестным. Нет сомнений только в том, что весьма сходные проявления неотектоники свойственны ряду континентальных областей (особенно Средней и Центральной Азии, Северной Европы и Восточной Африки), т. е. имеют планетарный масштаб.

Как указывалось, типичные формы кайнозойской тектоники наиболее полно развиты в Саяно-Байкальском высокогорье, которое и само является их главным выражением. Дифференциация высот и глубин и, следовательно, всего рельефа высокогорья здесь очень велика и в пределах Бурятии достигает амплитуды 4500 м. Горные хребты-своды, или, точнее, своды-горсты, и глубокие межгорные прогибы-грабены¹, в плане составляющие дважды изломанную (у южного и северного концов Байкала) линейно-параллельную систему, — вот основные элементы неотектоники высокогорья.

Уже первым исследователям Бурятии — Н. Г. Меглицкому, И. Д. Черскому и др. — было ясно, что землетрясения, наклоны третичных слоев в Танхое и у дер. Быстрой, затем находки потухших четвертичных вулканов в Восточном Саяне, на Витимском плоскогорье и образование залива Провал на Байкале свидетельствуют о том, что древняя прибайкальская суша в «третичном» и «четвертичном» периодах служила ареной для огромных тектонических сил. «Юные движения на древнем теменн Азии», как писал об этом В. А. Обручев, в ходе дальнейших исследований вырисовывались все более четко, особенно в районах, смежных с Байкалом. Однако к пониманию этих юных движений исследователи шли разными путями. Поскольку крупные выступающие части горного рельефа Прибайкалья повсеместно сложены древними толщами, причем местами платообразные гребни хребтов увенчаны горизонтальными покровами неогеновых базальтов, а глубокие понижения — межгорные впадины — содержат неогеновые отложения, была выдвинута идея о едином плоском или горбообразном поднятии, одновременной его эрозии и накоплении рыхлых кайнозойских осадков в древних речных долинах. Эта идея вскоре отступила перед фактами (сбросовый характер горных уступов на склонах, отчетливые дислокации палеоген-неогеновых отложений и др.).

От представления о рельефе Прибайкалья как результате простого эрозионного расчленения высоко- и плоскоподнятой страны пришлось отказаться. Возникло представление о тектоническом расчленении верхней части земной коры крупными сбросами, как основе геоморфологической дифференциации Прибайкалья (В. А. Обручев), т. е. сложилась концепция глыбового строения прибайкальских гор. Позже и в эту концепцию пришлось внести существенные коррективы.

Перечислим главные факты, проливающие свет на масштаб и характер кайнозойских тектонических движений в Бурятии.

Отложения, датируемые неогеном или началом плейстоцена, залегают на весьма различных гипсометрических уровнях: на гольцах — очень высоко (2000—2500 м над уровнем моря), в межгорных впадинах — на уровне их днщ, а по данным глубокого бурения и геофизики, — на 2000—2500 м ниже земной поверхности (1500—2000 м ниже уровня моря). Вместе с тем эти отложения должны быть отнесены к озерным, пойменно-речным, пролювиальным, местами к болотным (торфяники, лигниты, бурые угли); они весьма изменчивы в фациальном отношении, тем более изменчивы, чем выше их положение в общем разрезе. Мощность отложений достигает 2500 м во впадинах байкальского типа, например в Южно-Байкальской; Тункинской, и падает до десятков метров (и до нуля) на гольцовых высотах. Во всех случаях и особенно в верхних частях разреза, принадлежащих к плиоцену и плейстоцену, континентальные осадки обнаруживают прямую коррелятную

¹ Мы вынуждены пользоваться этими двойными терминами, так как, несмотря на формальную противоположность понятий «свод» и «горст» или «прогиб» и «грабен», в рассматриваемом случае мы действительно имеем дело со сложными структурами, включающими в себя элементы пластических и хрупких деформаций.

связь с горными поднятиями, питавшими их обломочным материалом. Залегают эти толщи в виде плоских мульд или моноклиналей, местами довольно интенсивно смяты в складки (углы падения крыльев складок достигают 50°) и разбиты сбросами. Смена плиоценовых слоев антропогенными фиксирована разрывом и несогласием только по краям межгорных впадин. В разрезе неоген-четвертичных отложений западных районов, а также на Витимском плоскогорье огромную роль играют базальты.

Что касается палеогеновых отложений, выделяемых, пока условно, в Западном Забайкалье, достоверных данных об их залегании нет.

Складчатые формы дислокаций неогеновых отложений наблюдаются главным образом внутри впадин байкальского типа¹. Вне пояса последних эти отложения маломощны и залегают почти или вполне горизонтально.

Заметными наклонами слоев отличаются, например, мондинские конгломераты в верхнем течении р. Иркута (С. В. Обручев, Н. А. Флоренсов и др.), где они выполняют приразломный прогиб широтного простирания глубиной до 300—400 м (по данным геофизики). Восточнее, в Тункинской впадине, неогеновые отложения слагают крупную мульду, включают до 70 потоков (отчасти, возможно, силлов) базальтов и имеют мощность не менее 2000 м (данные бурения, геофизики). Распределение и изменение фаций как по вертикали, так и в горизонтальном направлении, главным образом поперек Тункинского прогиба, указывают на однообразие динамического режима и спокойный рельеф в эпоху накопления нижней свиты (миоцен-плиоцен). Однако поведение угольных пластов — их утонение и расщепление к центру впадины — и другие признаки показывают, что уже на первом этапе накопление осадков происходило не пассивно путем простого захоронения неровностей ложа, а шло одновременно с прогибанием. Вверх по вертикали в разрезе Тункинской впадины закономерно увеличивается роль обломочного и крупнообломочного материала, а краевые конгломератные фации выступают все более отчетливо. В центре впадин незаметно, а по краям через явное несогласие плиоценовые осадки переходят в антропогенные, в которых горизонтальная фациальная зональность выражена еще резче, а мощность достигает близ Тункинского сброса 400—500 м. Наличие на глубине до 200 м неразложившегося торфа, а до 500 м — линз мерзлоты (данные бурения) свидетельствует об очень интенсивном погружении впадины в антропогенное время.

По краям Тункинской впадины, например на Еловском отроге, обнаружены мелкие складки плиоценовых отложений, включающих туфы и лавы базальтов. Наклон на крыльях достигает $30-35^\circ$, а шарниры имеют «байкальское» простирание (СВ $40-50^\circ$), резко не согласующееся с широтным простиранием самой впадины.

Генеральной структурой всей Тункинской полосы служит известный Тункинский сброс. Широтное простирание его хорошо согласовано с простиранием древних протерозойских складок Тункинских гольцов: изгибы последних ведут к соответствующему искривлению линии сброса. Сложный из отдельных отрезков Тункинский сброс отчетливо прерывист. На затухании встречных концов этих отрезков образуются горные отроги — поперечные и диагональные внутривпадинные перемычки; к самим же отрезкам приурочены расширения межгорных

¹ Это название введено Е. В. Павловским для морфологически выраженных неоген-четвертичных структур типа впадины оз. Байкал. Оно прочно вошло в геологическую литературу.

впадин. К изгибам линии главного сброса приурочены поперечные и радиальные сбросы. Явления треугольных склонов по южному фронту Тункинских гольцов, разрывы плейстоценовых террас в районе курорта Аршан и Еловского отрога, линии пресных и минеральных источников у подножия гольцов, приуроченность местных сейсмических очагов к линии Тункинского сброса свидетельствуют о его современной активности.

Данными глубокого бурения в области максимального прогиба Тункинской впадины зафиксированы разрывы потоков базальтов в виде крутопадающих трещин с зеркалами скольжения непосредственно в керне скважины с глубины до 2000 м.

Для соседней (к востоку) Торской впадины нет прямых указаний на дислокации неогеновых отложений. Но в Слюдянском районе, по р. Иркуту, близ устья р. Быстрой, плиоценовые песчаники и конгломераты наклонены на запад под углом до 50°.

На южном побережье Байкала, в Танхойской полосе, угленосные миоплиоценовые отложения собраны в складки северо-восточного простирания с наклоном крыльев до 40° (Пальшин, 1955). Простирания неогеновых слоев образуют с береговой линией озера значительный угол. Складчато-разрывные дислокации песчано-глинистых отложений танхойской свиты обнаружены аэрофотосъемкой также в зоне мелководья Байкала на расстоянии 200—300 м от берега. На этом же участке морены максимального (зырянского?) оледенения Хамар-Дабана покрывают головы срезанных складок «третичных» отложений, а аносские, слабо-дислоцированные конгломераты верхнеплиоценового или раннеплейстоценового возраста лежат на «третичных» отложениях также несогласно.

Все это позволяет считать, что формирование складок миоцен-плиоцена происходило в Южном Байкале, по-видимому, в первой половине верхнего плиоцена.

В других пунктах Бурятии складчатые дислокации палеоген-неогеновых отложений нигде не отмечены. В дельте Селенги эти отложения в главной своей массе залегают на большой глубине под антропогеновыми песками и супесями. По данным бурения, неогеновые слои здесь очень полого наклонены к Байкалу, т. е. на северо-запад, а в самом Байкале разбиты сбросами. Высокая сейсмичность (см. соответствующую главу), свойственная этому району, а также огромная мощность палеоген-неогеновых и антропогеновых отложений (по данным бурения не менее 2500 м, по геофизическим данным — более 3000 м) заставляют признать, что коренное ложе кайнозойских отложений в дельте р. Селенги испытывало крупные деформации как в эпоху их накопления, так и позже.

Аналогичную картину пологого мутьдообразного изгиба неогеновых слоев, обрезанных с северо-запада Баргузинским сбросом и в то же время коррелятно связанных с его прошлой активностью, мы находим и в Баргузинской впадине.

Для понимания характера кайнозойской тектоники Бурятии важное значение имеют наблюдения на хребтах и в менее высоких межвпадинных пространствах. Ввиду почти полного отсутствия на них кайнозойских осадков соответствующие наблюдения крайне отрывочны. На помощь приходит морфологический анализ, а также данные об условиях залегания покровов кайнозойских платобазальтов в юго-восточной части Восточного Саяна и в западной части Хамар-Дабана. В. В. Ламакин, Н. А. Флоренсов, С. В. Обручев и другие исследователи этого района показали, что базальтовый панцирь, лежащий на водораздельных высотах горизонтально или со слабым наклоном к северу или

югу, погружается в сторону впадин и отчетливо изогнут. Отсюда следует вывод, впервые сформулированный для западного отрезка Хамар-Дабана В. В. Ламакиным (1935), что современные горные хребты Прибайкалья представляют собой в своей тектонической первооснове плоско-выпуклые груболинейные деформации земной коры типа сводов с большими радиусами кривизны.

Этот важный вывод, как показано Н. А. Флоренсовым (1960а), отнюдь не противоречит представлению о том, что на площади Прибайкалья в кайнозой приобрели огромное значение разрывные дислокации, в частности возникла грандиозная система байкальских разломов, сложившаяся отчасти на месте древних разломов, отчасти сформированная заново. Как известно, это представление в своем крайнем выражении дошло до отрицания каких-либо сводовых изгибов, сведя все многообразие форм новейшей тектоники Прибайкалья к системе неодинаково поднятых и неодинаково опущенных сбросовых глыб. На самом деле здесь мы повсюду видим сочетание и пластических, и разрывных деформаций фундамента, причем первые выявляются, конечно, лишь путем анализа всей суммы геологических фактов, тогда как вторые выражены во многих случаях непосредственно и привлекают к себе внимание в первую очередь.

Пологие, плоские в своих вершинах волнообразные изгибы докайнозойского фундамента, сложно группируясь по периферии южного (Иркутского) выступа Сибирской платформы, представляют, по Е. В. Павловскому (1948а, 1948в и др.), еще малоизученное, но характерное явление тектоники ранее консолидированных областей. Это явление названо им аркогенезом. Его можно называть также кораблением фундамента.

Что касается разломов, то, как отмечалось выше, они составляют довольно узкую линейную систему, совпадающую с максимальным поднятием всего Прибайкальского высокогорья. Расходясь в обе стороны (на северо-запад и северо-восток) от южного клина Сибирской платформы, они образуют субширотные боковые ветви, благодаря чему вся система разломов имеет рисунок двух раскрытых птичьих крыльев (Флоренсов, 1960а). При этом особенно протяженной и активной является сложная зона Байкальского (Обручевского) разлома, по обе стороны которого в Южном Байкале отмечено скачкообразное изменение мощности земной коры (Гайский, 1950). Байкальская зона является, кроме того, очень активной в сейсмическом отношении. Непосредственно оформляя северо-западные и северные борта впадин байкальского типа и сочетаясь со сравнительно плавным пластическим изгибом фундамента на их противоположных бортах, разломы создают тот своеобразный «байкальский» тип асимметрии впадин (морфологической, структурной и фациальной), который давно привлекал к себе внимание и находил у исследователей различное объяснение.

В свете новых фактов и изложенных представлений структура впадин Байкала и его «сухопутных» аналогов, нагруженных осадками, рисуется в виде асимметричных «приразломных» прогибов, связанных с осью обширного сложного сводового поднятия и подчиненных в своем распределении и ориентировке, с одной стороны, действию общего силового поля (СЗ \rightarrow ЮВ), а с другой — первоначальному расположению разломов древнего фундамента. Судя по характеру гравитационного поля во впадинах байкальского типа и на соседних хребтах и в соответствии с расчетами В. А. Магницкого и Н. Фоминой (Магницкий, 1953), а также представлениями А. А. Борисова (1958), в основе механизма образования юных континентальных впадин Прибайкалья и прежде всего впадины Байкала лежит процесс растяжения коры.

В литературе много раз подчеркивалось, что неотектоническое развитие Прибайкалья продолжается с большой интенсивностью и в современную эпоху. Особенно много внимания уделил этому вопросу В. В. Ламакин, активный сторонник мнения о высокой современной подвижности впадины Байкала (Ламакин, 1952б, 1953в, 1955а). С другой стороны, неточность методик, применяемых для оценки подвижности берегов Байкала, доказана Е. К. Гречищевым (1957, 1959). Наиболее объективным критерием характеристики современного тектонического процесса в Прибайкалье являются геофизические, особенно



Рис. 101. Трещина новейшего разлома Аэроснимок

сейсмические, данные. Важным подспорьем для той же цели служат юные протяженные (до 12—15 км) зияющие трещины (рис. 101), обнаруженные в ряде пунктов Прибайкалья, в том числе на территории Бурятии (Флоренсов, 1960б, в).

Все эти факты показывают, что процесс растяжения земной коры, порождающий различные тектонические следствия, в Прибайкалье еще продолжается, возможно даже усиливается. К признанию этого важного положения можно прийти и путем исторического анализа геологического развития Прибайкалья в кайнозое. На самом деле, изучение конкретных кайнозойских структур показывает, что, например, миоцен-плиоценовые структуры, наложенные на мезозойские прогибы, сами отделены несогласием от вышележащих, в свою очередь наложенных на них четвертичных структур. Это ясно видно в южной части Байкала и в Тункинской впадине. Следовательно, новый и последний тектонический этап ограничен рамками времени только снизу (начало антропогенного периода).

С другой стороны, самый общий анализ разреза кайнозойских отложений Прибайкалья приводит к заключению, что цикл неоген-антропогенной седиментации развивается до сих пор по восходящей линии. Цикл начинается накоплением мелкообломочных и в значительной массе органогенных осадков, затем отлагаются пески и галечники; заканчивается цикл накоплением в краевых частях депрессий очень

грубых предгорных глыбовых и валунных конгломератов (фации селевых потоков, горных обвалов и др.) как ледникового и водного, так и субаэрального происхождения. События голоцена (постгляциала) охватывают слишком малый промежуток геологического времени, но и они в свою очередь свидетельствуют об идущем в современную эпоху бурном накоплении главным образом грубого и грубейшего материала, связанного своим отделением от коренных масс, сносом и условиями накопления с «растущим» горным и высокогорным рельефом. Таким образом, Прибайкалье находится на все еще идущей вверх геотектонической кривой, для затухания которой, возможно, потребуются довольно длительная геологическая эпоха.

Начатое в Прибайкалье изучение новейших движений и дислокаций в будущем позволит пролить свет на понимание многих важных сторон не только региональной, но и общей тектоники.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПРИБАЙКАЛЬЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Геофизические исследования в Прибайкалье начались в 1932 г. на юго-восточном берегу оз. Байкал и в дельте р. Селенги и первоначально были всецело направлены на поиски структур, перспективных на нефть и газ. Несовершенство методики и аппаратуры, сложные условия работ в то время не позволили решить эту задачу, но первый опыт применения геофизики на Байкале дал интересный материал для выяснения условий и применения различных геофизических методов разведки в изучении глубинного строения межгорных впадин. Этот первый опыт геофизических исследований на Байкале связан с именами известных советских геофизиков Г. А. Гамбурцева, В. А. Сельского, В. В. Федынского и др. После длительного перерыва, начиная с 1951 г., объем геофизических исследований в Прибайкалье стал быстро расти; расширился комплекс применяемых методов, изучались все новые и новые площади. К 1959 г. вся площадь Прибайкалья была покрыта аэромагнитной съемкой.

Гравиметрические съемки охватили дельту р. Селенги и межгорные впадины: Тункинскую, Баргузинскую, Гусиноозерскую и частично Иволгинскую. Такая же съемка выполнена зимой со льда на площади Баргузинского и Чивыркуйского заливов оз. Байкал, средняя часть Байкала исследована девятью профилями.

Сейсмические исследования в Прибайкалье проводились на площадях дельты р. Селенги, Баргузинской и Тункинской впадин в связи с поисками нефти и газа. Методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) исследованы дельта р. Селенги, Баргузинская и Тункинская впадины; несколько ВЭЗ поставлено на Байкале, против залива Посольский Сор и в Баргузинском заливе; с помощью более редкой сети ВЭЗ изучены впадины Боргойская, Гусиноозерская и Иволгинская. Наряду с этим в Прибайкалье уже длительное время применяются геофизические методы разведки для поисков различного типа рудных месторождений, но площади, охваченные такими работами, сравнительно невелики и не дают сколько-нибудь существенного материала для общих выводов. В настоящее время в Прибайкалье большой коллектив геофизиков работает над выяснением глубинного строения земной коры, и накопленный материал уже сейчас позволяет сделать некоторые выводы о глубинной структуре области, а также об особенностях ее формирования. В предлагаемом вниманию читателей обзоре мы и постараемся кратко осветить эти вопросы.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЕГО СВЯЗЬ СО СТРУКТУРОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сложная структура геомагнитного поля Прибайкалья не может быть представлена во всех своих деталях на мелком рисунке (рис. 102), поэтому мы ограничились только изображением наиболее крупных элементов этого поля.

По форме и знаку магнитных аномалий (речь идет об аномалиях полного вектора магнитного поля Земли) площадь Прибайкалья отчетливо разделяется на две зоны. Первая зона, характеризующаяся общим положительным значением регионального аномального магнитного поля и также положительными и изометричными локальными аномалиями, расположена в той части Сибирской платформы, которая после завершения каледонского цикла складчатости не испытала конт-

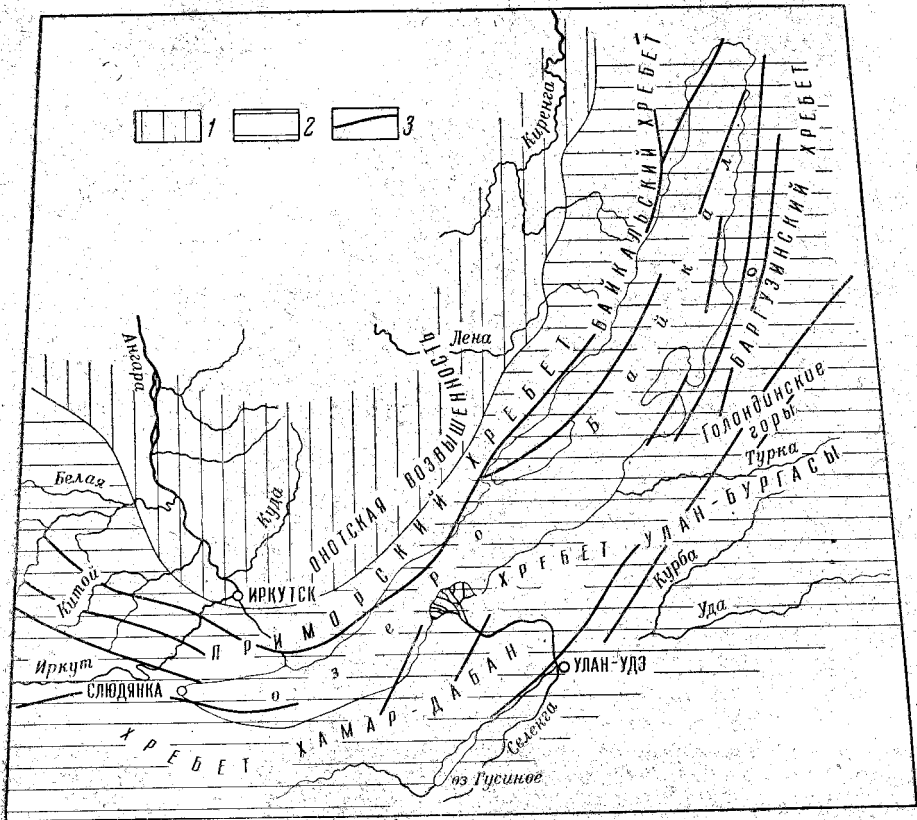


Рис. 102. Магнитное поле Прибайкалья

1 — региональное положительное поле; 2 — региональное отрицательное поле; 3 — оси линейных положительных магнитных аномалий

растных движений земной коры. В эту зону входит вся площадь каледонской платформы к северо-востоку от Восточного Саяна и к северо-западу от байкальских складчатых сооружений. Среднее значение положительных аномалий магнитного поля здесь составляет плюс 200—300 γ.

Вторая зона охватывает почти всю площадь Прибайкалья, на которой, возможно, проявились движения герцинского цикла и где особенно интенсивными и контрастными движения земной коры были в неогене и антропогене. По своему положению эта зона совпадает с площадью Саяно-Байкальского сводового поднятия, вступившего начиная с позднего кайнозоя в особую фазу тектонического развития, отличную от геосинклинального и платформенного развития земной коры. По форме и знаку магнитных аномалий эта зона резко отличается от платформенной. Региональный аномальный магнитный фон здесь отрицательный и на нем отчетливо выделяются или очень протя-

женные узкие линейные положительные аномалии, или цепочки таких аномалий протяженностью от 30—40 до 700 км и более. Сочетание общего регионального отрицательного аномального магнитного поля с узкими линейными положительными аномалиями на этом фоне создает весьма характерную полосчатую картину магнитного поля, в котором узкие положительные аномалии интенсивностью плюс 100—800 γ разделяются широкими полосами отрицательных значений фона до минус 200—300 γ .

Структура магнитного поля над Саяно-Байкальским сводовым поднятием, резко отличная от структуры магнитного поля над каледонской платформой, отличается и от структуры магнитного поля Забайкалья. По нашим наблюдениям, магнитное поле в Забайкалье имеет тот же полосчатый характер, но ширина относительно отрицательных и относительно положительных магнитных аномалий здесь примерно одинакова и каждая из них соответствует по ширине и длине известным геологическим структурам. Следовательно, структура магнитного поля Забайкалья с большой степенью точности отображает геологическую структуру верхней части земной коры.

Совсем иная картина наблюдается в Прибайкалье. Если региональные магнитные аномалии весьма наглядно разделяют Прибайкалье на две отличные по характеру геологического развития зоны платформы, то линейные аномалии магнитного поля второй зоны или смещены относительно хорошо выраженных в рельефе геологических структур или даже пересекают эти структуры. Так, многие линейные положительные аномалии смещены относительно хребтов к юго-востоку (ось аномалии, идущей вдоль хребтов Байкальского и Приморского) или к северо-западу (оси аномалий вдоль Баргузинского хребта). Хребет Улан-Бургасы пересекается осями аномалий.

Некоторые исследователи, интерпретировавшие структуру магнитного поля южной части Иркутского амфитеатра (Васильев, Каленов и др., 1957), считали, что характер ее обусловлен только влиянием рельефа кристаллического фундамента, перекрытого мощной толщей осадочных пород палеозоя. Меньшая роль при этом отводилась изменению состава фундамента, а некоторые аномалии объяснялись даже повышенной магнитностью части осадочных образований. Такое объяснение структуры магнитного поля как южной части Иркутского амфитеатра, так и особенно всего Прибайкалья, по нашему мнению, противоречит данным о магнитной восприимчивости почти всего комплекса распространенных здесь пород, а также особенностям рельефа кристаллического фундамента.

Магнитная восприимчивость пород кристаллического фундамента, представленного на большем пространстве юга амфитеатра и всего Прибайкалья породами кислой (гранитоидной) магмы, а также всех осадочных палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, в среднем не превышает $100 \cdot 10^{-6}$ CGSM и только для редких образцов повышается до $200—300 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Следовательно, поднятия или опускания в рельефе кристаллического фундамента не могут объяснить наблюдаемый на рассматриваемой территории характер магнитных полей. Об этом же свидетельствует и сопоставление магнитной карты с картой рельефа фундамента. Так, на площади Саяно-Байкальского сводового поднятия, где кристаллический фундамент приподнят относительно фундамента внутреннего поля Иркутского амфитеатра на 5—7 км, общее значение аномального магнитного поля отрицательно, а над внутренним полем амфитеатра, где фундамент погружен глубоко и закрыт мощным чехлом осадочных образований, оно положительно. Еще более отчетливо несоответствие характера магнит-

ного поля рельефу фундамента выражено на площади Саяно-Байкальского сводового поднятия. Здесь над рядом хребтов (Хамар-Дабан, Икатский, п-ов Святой Нос, о. Ольхон) аномальное магнитное поле отрицательно, а некоторые положительные линейные магнитные аномалии наблюдаются почти по оси впадин.

Характер магнитного поля, по нашему мнению, обусловлен другими, более глубинными факторами. Чтобы доказать это, необходимо, во-первых, выяснить природу регионального положительного магнитного поля над южной частью внутреннего поля Иркутского амфитеатра и регионального отрицательного магнитного поля над Саяно-Байкальским сводовым поднятием; во-вторых, выяснить природу локальных изометричных магнитных аномалий на площади амфитеатра и линейных положительных аномалий над Саяно-Байкальским сводовым поднятием.

Поскольку верхняя часть земной коры, состоящая преимущественно из пород гранитоидного состава, слабомагнитна (практически в рассматриваемом районе совсем немагнитна), то региональный аномальный магнитный фон в Прибайкалье может быть связан с изменениями глубины залегания и более высокой магнитной восприимчивостью второго слоя земной коры — базальтового. При этом следует иметь в виду, что глубина залегания базальтового слоя в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра не превышает 15—20 км (как будет доказано ниже, эти данные вполне достоверны), тогда как на площади Саяно-Байкальского сводового поднятия глубина до того же слоя составляет 25 км и более.

При глубине залегания базальтового слоя в 15—20 км температура его верхней части несколько ниже точки Кюри магнетита, и, поскольку эта верхняя часть более насыщена магнетитом, базальтовый слой еще сохраняет свою высокую магнитную восприимчивость. Наоборот, в пределах Саяно-Байкальского сводового поднятия базальтовый слой лежит на больших глубинах, где температура его выше точки Кюри магнетита (+540°С) и, следовательно, он потерял свои магнитные свойства.

Таким образом, мощность намагниченной части базальтового слоя земной коры должна быть максимальной во внутренней части Иркутского амфитеатра и должна убывать до нуля по мере приближения к осевой линии Саяно-Байкальского сводового поднятия. В этих условиях над участками повышенной мощности намагниченной части базальтового слоя коры индуцируется положительное аномальное магнитное поле, а над участками, где весь базальтовый слой располагается в зоне температур выше точки Кюри, — отрицательное. Интенсивность таких положительных и отрицательных магнитных аномалий сравнительно невелика и меняется от плюс 300 до минус 300 γ.

Что же касается линейных положительных магнитных аномалий, наблюдаемых над Саяно-Байкальским сводовым поднятием, то природа многих из них выясняется из сопоставления магнитной карты с геологической. Эти аномалии обязаны своим происхождением интрузиям основного состава, внедрившимся по линейным разломам земной коры. Так, например, одна из положительных аномалий, протягивающаяся вдоль юго-восточного склона Байкальского и Приморского хребтов и в значительной своей части совпадающая с так называемым Обручевским сбросом, на многих участках (северная часть Байкальского хребта, район р. Бугульдейки и др.) проходит над известными здесь массивами основных пород. Совпадение осей линейных аномалий с выходами глубинных основных пород видно и в хребте Хамар-Дабан. Такие аномалии обнаружены и во впадине оз. Байкал (например, к северу от о. Ольхон).

Протяженность линейных магнитных аномалий значительно превосходит длину выявленных геологической съемкой разломов земной коры. Положение осей линейных аномалий не всегда совпадает с выходом разломов на поверхность, но в целом оси повторяют эти разломы. Различна и интенсивность линейных аномалий вдоль трассы разломов, причем наиболее высокие ее значения наблюдаются непосредственно над выходами пород основного состава на поверхность. Все сказанное позволяет отождествить линейные аномалии с глубинными и притом достаточно древними разломами земной коры, по которым внедрялась основная магма, давшая породы, местами выходящие на поверхность, а местами залегающие на больших глубинах (1—2 км и более). Трассы этих разломов и нанесены на рис. 104. Следует отметить, что те разломы земной коры, по которым не поднималась основная магма, магнитной съемкой в Прибайкалье не выявляются.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ПРИБАЙКАЛЯ И ЕГО СВЯЗЬ СО СТРУКТУРОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В гравиметрическом отношении Прибайкалье изучено пока крайне неравномерно, но все же сейчас можно отметить некоторые особенности в структуре его гравитационного поля. Область внутреннего поля Сибирской платформы, не претерпевшая интенсивных дислокаций после завершения каледонского цикла, характеризуется относительно спокойным полем силы тяжести (имеется в виду только часть внутренней области Иркутского амфитеатра, примыкающая к Присянью и Прибайкалью). Небольшие относительно положительные значения аномалии Фая в верховьях рек Осы и Куды уменьшаются на юго-западе и юго-востоке и у Восточного Саяна и Байкальских гор переходят в отрицательные.

На всей платформенной зоне площадь интенсивных отрицательных и положительных аномалий Фая очень мала, и это позволяет считать, что в целом части платформы, существенно не затронутые неоген-антропогенными движениями, изостатически относительно уравновешены. Исключением является только район верхнего течения р. Киренги, где относительные отрицательные аномалии Фая сравнительно велики. Большие отрицательные аномалии наблюдаются и над Олотской возвышенностью. Эти участки явно не уравновешены, и можно предполагать (а некоторые геологические данные подтверждают такое предположение), что процесс переработки южного края платформы, начавшийся в кайнозое, продолжает распространяться и на другие ее блоки, примыкающие к Саяно-Байкальскому сводовому поднятию на юго-востоке. На всех хребтах Прибайкалья относительные аномалии Фая, как правило, положительны, а в межгорных впадинах — отрицательны. По величине отрицательных аномалий впадины располагаются в следующем порядке: Байкальская (аномалии очень большие), Тункинская, Баргузинская, Иволгинская, Гусиноозерская, Боргойская.

Такой характер относительных аномалий Фая указывает на местные отклонения отдельных блоков земной коры Прибайкалья от изостатического равновесия. При этом под хребтами будет избыток гравитационных масс, а под межгорными впадинами — их недостаток. Следовало ожидать обратной картины, если бы блоки земной коры находились в состоянии относительного покоя. Судя по направлению современных вертикальных движений блоков земной коры Прибайкалья и величинам аномалий Фая над ними, можно утверждать, что эти блоки, ранее выведенные под воздействием других факторов из состояния изостатического равновесия, продолжают подниматься

тяжелом и вязком субстрате, но прямой зависимости между высотой рельефа и мощностью коры нет. Поэтому определение мощности земной коры только по величинам аномалий Буге недостаточно обосновано, если для этой цели в качестве исходных и сравнительных данных не привлекаются данные сейсмологии о мощности коры в отдельных точках рассматриваемой территории.

Прибайкалье, пожалуй, один из таких пока немногих районов, где, хотя и на ограниченной площади, уже имеются определения мощности земной коры методами сейсмологии. Это стало возможным благодаря исследованиям А. А. Трескова (1955), предложившего свои оригинальные телесеismicкие методы определения мощности земной коры по наблюдениям за характером прохождения сейсмических волн от весьма удаленных очагов землетрясений.

Используя методы, разработанные А. А. Тресковым, В. Н. Гайский изучил многие сейсмограммы Иркутской сейсмической станции и выделил на некоторых из них записи таких обменных волн, по которым оказалось возможным определить мощность земной коры для отдельных пунктов Прибайкалья. Исследованиями Гайского мы и воспользовались для выяснения зависимости между интенсивностью аномалий силы тяжести в редукции Буге и мощностью земной коры в Прибайкалье. Не останавливаясь на характере этой зависимости, приближающейся для рассматриваемой территории к почти прямолинейной, отметим только, что для ее построения использованы величины аномалий Буге, учитывающие дефект тяжелых масс во впадинах (средняя плотность пород и воды во впадинах искусственно дополнена до $2,67 \text{ г/см}^3$).

Зависимость выведена по 23 точкам, для которых были известны и мощность коры из сейсмологических определений и величина аномалий силы тяжести. Пользуясь этой зависимостью, мы распространили полученные из нее закономерности на всю территорию Прибайкалья, где в отдельных пунктах определялась сила тяжести, и построили карту мощности земной коры. Для построения карты использовано 513 (маятниковых и гравиметровых) пунктов. Во избежание случайных и грубых ошибок вся площадь карты разбита на трапеции со сторонами $0,5^\circ$ по широте и 1° по долготе. Все значения силы тяжести на каждой из таких трапеций усреднены и отнесены к центру трапеции, для которой с помощью описанной зависимости аномалий Буге от мощности коры определена мощность последней. Построенная таким способом карта показана на рис. 104. Как видим, мощность коры в Прибайкалье изменяется в больших пределах, но эти изменения не случайны и отражают как современную структуру земной коры в Прибайкалье, так и историю ее формирования.

Область наименьших мощностей земной коры располагается примерно в рамках зоны относительно повышенного магнитного поля Земли, т. е. на платформе, не затронутой контрастными движениями в неоген-антропогеновое время. Здесь мощность коры составляет 34—39 км. При этом хорошо заметно ее увеличение в сторону Присаянья и Прибайкалья (например, у Черемхово 36 км, у Ангарска 37 км, а у Иркутска уже 39 км). Несколько иная картина наблюдается над Онотской возвышенностью, где мощность коры увеличивается до 44—45 и даже до 54 км. В этой зоне имеются признаки процесса дальнейшей переработки структуры платформы. Наибольшие мощности коры получены в Саяно-Байкальском сводовом поднятии.

На карте видно, что максимумы мощности располагаются примерно вдоль цепи межгорных впадин байкальского типа (Тункинская — Байкальская — Баргузинская), но иногда захватывают и хребты. Наибольшая мощность коры определена для хребта Хамар-Дабан.

напротив Тункинской впадины. Если мощность коры в Тункинской впадине приближается к 90—95 км, то несколько южнее, на Хамар-Дабане, уже близка к 100 км. Относительно узкая полоса значительного утолщения коры, располагаясь вдоль цепи впадин, в то же время повторяет и простирание тектонических структур, заложенных еще в докембрии и нижнем палеозое.

Юго-восточнее этой полосы увеличенной мощности намечается новая полоса уменьшенной мощности земной коры. Минимальная мощность (37 км) отмечена несколько северо-восточнее г. Улан-Удэ в бассейне р. Курбы. Полоса уменьшенной мощности имеет то же северо-восточное простирание, что и прочие крупные структуры Прибайкалья. Интересно отметить, что наибольшее количество известных рудопроявлений в Бурятской АССР расположено именно вдоль этой полосы; что, несомненно, не случайно и, вероятно, связано с относительной близостью к поверхности рудопроявляющих очагов.

Описанный характер распределения мощности земной коры в Прибайкалье подтверждает ту общую закономерность, которая наблюдается в зонах проявления альпийской складчатости на земном шаре (Деменицкая, 1959). По-видимому, контрастные и интенсивные деформации земной коры в эпоху альпийского тектогенеза почти всюду связаны с утолщением коры, преимущественно с увеличением мощности гранитного слоя. Полоса утолщения коры в Прибайкалье в этом отношении отнюдь не является исключением.

ВОПРОСЫ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИБАЙКАЛЬЯ В СВЕТЕ ДАННЫХ ГЕОФИЗИКИ О СТРУКТУРЕ КОРЫ

Выявленные при анализе материалов региональных геофизических работ элементы структуры земной коры Прибайкалья сопоставлены с элементами структуры земной коры, полученными при изучении сейсмичности коры этого района. Результаты сопоставления показаны на рис. 104, на котором, кроме глубинных разломов, выявленных аэромагнитной съемкой, нанесена полоса наибольшей мощности коры, а также граница между Саяно-Байкальским сводовым поднятием и той частью Сибирской платформы, где неоген-антропогеновые движения не проявились сколько-нибудь контрастно. Эту границу, хорошо видимую на графиках аэромагнитной съемки, следует, по-видимому, считать границей между современной платформой и современной Байкальской мобильной областью. Здесь же нанесены и эпицентры землетрясений, положение которых инструментально определено по записям Иркутской сейсмической станции, начиная с 1912 г. и до конца 1957 г. По силе эти землетрясения разделены на две группы: к первой отнесены землетрясения силой 6 баллов и более, ко второй — до 6 баллов.

Совершенно отчетливо видно, что все эпицентры землетрясений в Прибайкалье расположены только там, где и в настоящее время проявляются контрастные вертикальные движения земной коры. Область, не охваченная этими движениями, сейсмически пассивна. Совершенно очевидно также, что все эпицентры сосредоточены в зоне повышенной мощности земной коры. Следовательно, увеличение мощности коры, обновление старых и появление новых глубинных разломов земной коры, нарастание амплитуды вертикальных движений коры и повышение сейсмичности в Прибайкалье являются результатом проявления одного и того же тектонического процесса, выразившегося в переработке окраины Сибирской каледонской платформы. Этот процесс продолжается до настоящего времени.

Интересен еще один факт. Хотя до 1912 г. в Восточной Сибири не было ни одной сейсмической станции и поэтому нет точных данных о числе и интенсивности происходивших ранее в Прибайкалье землетрясений, но все же некоторые исследователи, изучавшие архивные материалы, приходят к выводу, что за последнее столетие сейсмичность Прибайкалья возросла. Этот вывод подтверждается тем, что здесь

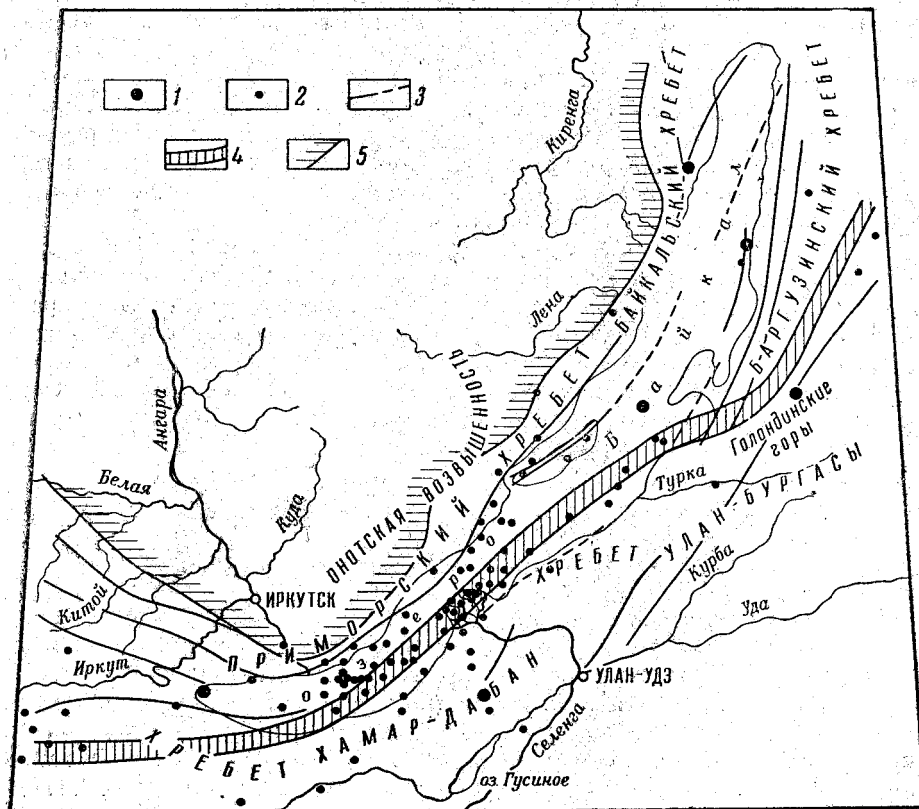


Рис. 104. Схема глубинных разломов и сейсмичности земной коры Прибайкалья. 1957 г.

1 — эпицентры землетрясений силой более 6 баллов, 2 — эпицентры землетрясений силой менее 6 баллов; 3 — глубинные разломы, выделенные по данным аэромагнитной съемки; 4 — осевая часть полосы увеличенной мощности земной коры; 5 — граница платформенной и складчатой областей по магнитной съемке

произошло не менее четырех землетрясений силой в 9—10 баллов, тогда как сведения об очень сильных землетрясениях в более отдаленные времена весьма скудны. Конечно, процесс формирования крупных структур земной коры продолжается длительное время, несравнимое с длительностью человеческой жизни и, возможно, даже с длительностью истории материальной культуры, но, по-видимому, этот процесс протекает неравномерно, временами он резко ускоряется и отдельные его этапы завершаются буквально на глазах человека.

Катастрофические проявления процесса формирования земной коры известны в Прибайкалье и в примыкающих к нему районах Монгольской Народной Республики. Прежде всего, это образование залива Провал на Байкале в 1862 г., когда за одну ночь участок суши площадью около 225 км² опустился на несколько метров и оказался под водами озера. Это Мондинское землетрясение 1950 г., когда образова-

лись широкие и протягивающиеся на сотни метров трещины в земной коре. Наконец, это два сильных землетрясения 1957 г., одно из которых произошло 27 июня в Муйской впадине (расположенной непосредственно на продолжении показанной нами полосы увеличенной мощности земной коры на северо-восток от Баргузинской впадины) силой не менее девяти баллов. Второе землетрясение произошло 4 декабря 1957 г. в хребте Гурбан-Богдо в Гобийском Алтае. Сила этого землетрясения определяется в 11—12 баллов (Флоренсов, 1958; Солоненко, 1959).

Изучение последствий Гоби-Алтайского землетрясения показало, что в его плейстоценовой области земная кора испытала не только разрывы, протягивающиеся на сотни километров, но и значительные смещения (преимущественно надвиги) с амплитудой до 8—9 м всего массива хребта Гурбан-Богдо. Отдельные же блоки сместились при этом значительно больше и, в частности, один блок близ главной вершины хребта Ихэ-Богдо опустился, по-видимому, на несколько сотен метров. Несомненно, что все перечисленные землетрясения являются разрядкой длительно накапливавшихся упругих напряжений в земной коре, но накопление напряжений длилось, вероятно, многие тысячи лет, разрядка же продолжалась секунды.

Нам кажется, что некоторые из описанных выше особенностей характера геофизических полей могут объяснить усиление сейсмичности Прибайкалья за последнее время. Блоки земной коры Прибайкалья изостатически не уравновешены, и интенсивность изостатических аномалий продолжает нарастать. В этом процессе силы, приложенные к каждому блоку и направленные против сил, стремящихся привести блоки в изостатическое равновесие, действуют длительное время и под их влиянием в определенные, но длительные периоды увеличиваются пластические деформации земной коры с нарастанием упругих напряжений в ней.

При определенных условиях, когда превышен предел деформации коры, происходит разрядка накопившихся напряжений, кора разбивается на блоки, последние смещаются относительно друг друга, а часть энергии рассеивается в виде упругих сейсмических колебаний. Длительность накопления упругих напряжений в земной коре в процессе ее пластических деформаций уменьшается в крайних фазах положения коры, т. е. тогда, когда кора наиболее прогнута или выгнута, но именно в то же время имеют наибольшую интенсивность изостатические аномалии. Возможно, что в Прибайкалье кора именно сейчас и приближается к одной из таких фаз колебательного процесса (хребты продолжают еще подниматься, а впадины опускаться, но амплитуды этих поднятий и опусканий уже близки к предельным) и поэтому учащается разрядка упругих напряжений, т. е. увеличиваются частота и интенсивность землетрясений.

НЕКОТОРЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАНЫМ

Геофизические исследования дали интересный материал для решения вопроса о том, что представляют собой впадины и хребты Прибайкалья — горсты и грабены, или антиклинали и синклинали, или, наконец, какие-то более сложные формы типа горст-антиклиналей и грабен-синклиналей.

Специальных исследований, направленных на изучение структуры межгорных впадин, геофизическими организациями не проводилось, но при изучении вопроса о возможной промышленной нефтегазосодности впадин байкальского типа геофизики довольно детально исследовали рельеф и отчасти состав кристаллического фундамента, а также характер его осадочного покрова. Отметим основные элементы строения впадин, полученные в результате исследований.

1. Накопление осадков в межгорных впадинах Прибайкалья происходило при неравномерном прогибании фундамента, при этом ско-

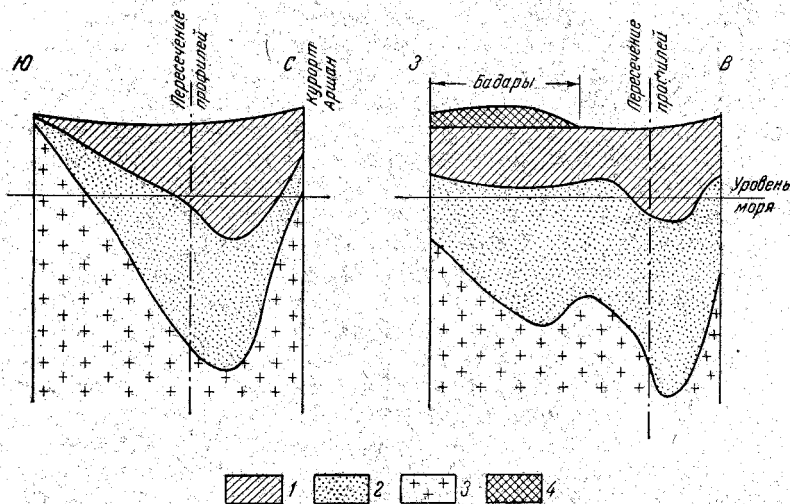


Рис. 105. Разрезы Тункинской котловины

1—толща пересланяющихся мерзлых и талых третичных пород с прослоями базальтов; 2—талые третичные породы; 3—кристаллические породы фундамента; 4—поднятия третичных толщ вследствие пучения мерзлоты

рость прогибания была больше в центральной части впадин и меньше у бортов. Доказательством этого служит значительное увеличение мощности отложений одного и того же возраста и примерно одного состава от бортов к центру впадин.

2. Впадины имеют, как правило, асимметричное строение. Северные и северо-западные борта более круты, чем южные и юго-восточные. На крутых бортах впадин осадочный покров и фундамент обычно вступают в тектонический контакт. На пологих бортах контакт стратиграфический, изредка осложненный разрывными смещениями.

3. Мощность осадков во впадинах значительна и превышает 1000 м. Так, мощность осадков в Байкальской впадине, по последним уточненным данным, составляет 3,5—4 км (против дельты р. Селенги), в Тункинской она не менее 2600 м и в Баргузинской до 1500 м. Отметим также, что мощность осадочных толщ в мезозойских впадинах Прибайкалья (Боргойская, Гусиноозерская и частично Иволгинская) не превышает 1500 м.

Эти мощности близки к истинным, так как проверка геофизических построений глубоким бурением в семи различных пунктах показала, что ошибки в геофизических данных не превышают 10%.

4. Все исследованные впадины состоят из ряда внутренних, кулисообразно расположенных или следующих одна за другой котловин. В одних случаях такие котловины и перемычки между ними хорошо

выражены геоморфологически (Тункинская впадина), в других они установлены только в результате геофизических работ (Баргузинская впадина).

5. Геофизические исследования, выполненные непосредственно над кристаллическим фундаментом, показали, что он также складчатый и поэтому плотность пород одного и того же состава в складках хотя и мало, но все же заметно меняется, благодаря чему наблюдаются вполне измеримые аномалии (до 2 мгл) над эродированными замками складок.

Перечисленные положения позволяют повторить наши выводы о том, что межгорные впадины и хребты Прибайкалья представляют собой сложные тектонические структуры. Их формирование началось с пластических деформаций в процессе прогибания и воздымания земной коры с последующими разрывами вдоль бортов впадин. Разрывы коры наблюдаются именно в тех бортах впадин, где пластические деформации были сильнее и где напряжения, создаваемые упругими деформациями, превышали предел упругости коры.

В качестве иллюстрации к сказанному приводим меридиональный и широтный разрезы через межгорную Тункинскую впадину, составленные по геофизическим данным (рис. 105). Меридиональный профиль (левая сторона рисунка) в двух точках проверен глубоким бурением в 1952—1953 гг.

О МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЕ ВО ВПАДИНАХ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Специальных исследований многолетней мерзлоты в межгорных впадинах Прибайкалья не проводилось, но при поисках перспективных на нефть и газ структур пришлось встретиться с многолетней мерзлотой и обратить внимание на физические особенности мерзлых толщ. При этом выяснилось, что сама многолетняя мерзлота может обусловить вполне заметные аномалии силы тяжести в редукции Буге, а мощность и контуры распространения мерзлоты в какой-то мере отражают местную структуру впадин.

На всех известных картах распространения многолетней мерзлоты Прибайкалье включается в зону островной мерзлоты, но мощность ее считается сравнительно небольшой, во всяком случае меньшей, чем в Якутии или тем более на Крайнем Севере. Действительно, многолетняя мерзлота в Прибайкалье и в отдельных межгорных впадинах носит островной характер, но мощность ее здесь может достигать аномально больших величин. Максимальная мощность мерзлоты для отдельных котловин Баргузинской впадины нами определена в 200—300 м. По геофизическим данным, мерзлота фиксируется и в Байкальской впадине, в дельте р. Селенги, где мощность ее составляет не менее 200 м, но ее верхняя граница залегает на глубинах порядка 100 м и более.

Особенно интересны данные о мощности мерзлоты в Тункинской котловине. Здесь мерзлота местами обнаруживается то непосредственно под деятельным слоем, то на глубинах до 100 м, местами она исчезает на очень большие глубины. Выделение мерзлоты во всех случаях проводилось по кривым ВЭЗ, и если в других впадинах характерные максимумы кажущегося сопротивления в средней части кривых не вызывали сомнения в том, что их появление обязано мерзлоте, то в Тункинской котловине эти максимумы были настолько значительными и мощность слоя высокого сопротивления среди рыхлой осадочной толщи малого сопротивления была так велика, что невольно возни-

кали сомнения в мерзлотной природе самих максимумов. Первоначально эти максимумы объяснялись наличием мощных внутренних потоков базальтов (которые здесь действительно имеются) и в меньшей степени мерзлотой. При бурении глубокой скважины в северной части котловины мерзлые керны были подняты с глубин до 1100 м, но мерзлота оказалась не сплошной, а слоистой.

Обнаружение мерзлоты на таких глубинах на $51^{\circ}45'$ с. ш. — явление исключительное, и нет сомнения, что ее происхождение связано с ледниковыми циклами. Очевидно, реликтом которого и является сохранившаяся на больших глубинах мерзлота. Несомненно, что сохранению мерзлоты способствовали какие-то особые условия ее захоронения и погружения на большие глубины. В этой связи обратимся снова к рис. 105, где показаны нижняя граница многолетней мерзлоты и рельеф кристаллического фундамента Тункинской котловины. Обращает на себя внимание тот факт, что нижняя граница мерзлоты повторяет рельеф фундамента, хотя эти две поверхности разделены мощной толщей талых образований.

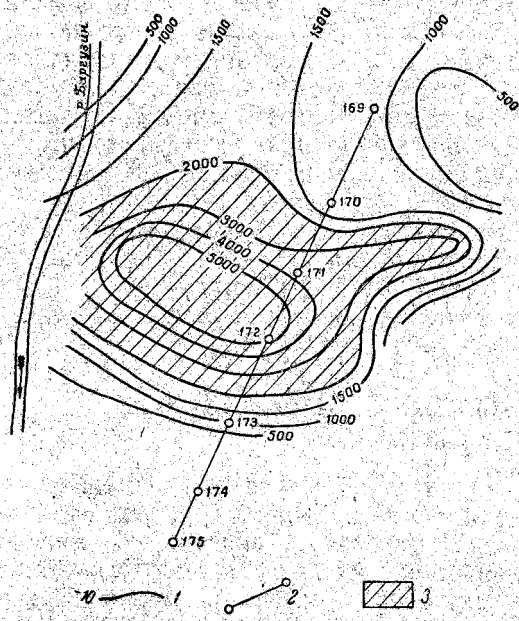


Рис. 106. Аномалия $R_{\text{к т а ж}}$
1 — линии равного сопротивления; 2 — интерпретационный профиль и номера ВЭЗ; 3 — локальная аномалия, обусловленная многолетней мерзлотой

тикальные амплитуды. На меридиональном профиле котловина рисуется асимметричной с большим градиентом глубин на севере, ближе к курорту Аршан. Но такой же характер строения котловины рисует и поверхность мерзлоты.

Подобные закономерности между строением рельефа кристаллического фундамента и нижней границей многолетней мерзлоты наблюдались и в Баргузинской впадине, почти по всей территории Лено-Вилуйской впадины в Якутии, в межгорных впадинах Забайкалья и в Зее-Буреинской депрессии на Дальнем Востоке. Исходя из этого, можно сделать вывод, что мощность многолетней мерзлоты зависит от скорости и глубины прогибания фундамента в мезо-кайнозойских впадинах; относительно большая скорость прогибания благоприятствует захоронению мерзлоты.

Второй интересный факт, связанный с многолетней мерзлотой, выявлен в Баргузинской впадине. Здесь обнаружена локальная отрицательная аномалия силы тяжести, обусловленная аномально малой плотностью в верхах рыхлой толщи. На месте аномалии были проведены комплексные исследования, включающие сейсморазведку, электроразведку, гравиразведку и магниторазведку, которые позволили уверенно считать, что аномалия связана с толщиной многолетней мерзлоты,

с ледниковыми циклами. Очевидно, реликтом которого и является сохранившаяся на больших глубинах мерзлота. Несомненно, что сохранению мерзлоты способствовали какие-то особые условия ее захоронения и погружения на большие глубины. В этой связи обратимся снова к рис. 105, где показаны нижняя граница многолетней мерзлоты и рельеф кристаллического фундамента Тункинской котловины. Обращает на себя внимание тот факт, что нижняя граница мерзлоты повторяет рельеф фундамента, хотя эти две поверхности разделены мощной толщей талых образований. По широтному профилю в рельефе фундамента имеются два локальных выступа, разделенные выступом, таков же характер и нижней границы мерзлоты, но указанные структуры по подошве мерзлоты имеют несколько меньшие вертикальные амплитуды.

поверхность которой, как показало глубокое бурение, залегает здесь, на глубине от 5—6 до 100—120 м. На рис. 106 показана аномалия электрического сопротивления, обусловленная многолетней мерзлотой. Мощность мерзлоты в эпицентре аномалии достигает 300 м. Если плотность рыхлых палеоген-неогеновых отложений в естественном влажном и талом состоянии равна $2,2 \text{ г/см}^3$, то расчеты аномалии, основанные на данных комплекса методов, показали, что плотность этих пород в зоне аномалии, т. е. в мерзлоте, уменьшается до $1,2 \text{ г/см}^3$. Несомненно, что это уменьшение плотности мерзлых пород связано с очень большой их льдистостью, обусловленной большим притоком воды во время промерзания толщи. Явление аномально малой плотности мерзлой толщи и связанная с ним интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести свойственны буграм пучения, и здесь мы имеем, по-видимому, пример гигантского пучения мерзлоты на площади порядка 150—200 км².

Этот весьма интересный факт заставил нас еще раз пересмотреть все геофизические материалы по другим впадинам Прибайкалья. Наше внимание привлекло урочище Бадары («Сосновый бор») в Тункинской впадине. По данным геологических съемок на площади урочища выявлено поднятие палеоген-неогеновых отложений шириной в основании до 15 км и вертикальной амплитудой до 150 м. Считалось, что поднятие имеет тектоническое происхождение и что фундамент под ним приподнят. Комплексные геофизические исследования не отвергают поднятия в верхах палеоген-неогеновой толщи, но совершенно уверенно фиксируют прогибание кровли кристаллического фундамента под Бадарами, как это показано на рис. 105. По-видимому, и здесь мы имеем дело с гигантским бугром пучения толщ многолетней мерзлотой. Расчеты показывают, что многолетняя мерзлота в условиях межгорных впадин Прибайкалья может обусловить пучения и большего порядка, чем это наблюдается в Бадарах.

Наконец, следует остановиться еще на одном явлении, связанном с многолетней мерзлотой в дельте р. Селенги. Геофизические исследования 1932—1937 гг. в дельте Селенги и в прибрежной полосе оз. Байкал привели некоторых геофизиков к выводу, что в центральной части дельты Селенги кристаллический фундамент приподнят на относительно большую высоту и что перед дельтой в оз. Байкал проходит сброс, ограничивающий впадину озера. Этот вывод основывался на том, что уже на небольших глубинах (первые сотни метров) кривые ВЭЗ указывали на наличие пород очень высокого электрического сопротивления и очень большой мощности. Те же кривые ВЭЗ не показали сколько-нибудь заметного уменьшения сопротивления пород с глубиной.

Анализируя материалы работ прошлых лет, мы заметили, что этот вывод противоречит данным гравиметрической и магнитной съемок в дельте Селенги, которые со всей очевидностью указывают на очень большие глубины залегания кристаллического фундамента и на наличие сброса, но не в Байкале, а значительно восточнее дельты. ВЭЗ с большими разносами (до 24 км) и сейсмические работы подтвердили это предположение. В дельте Селенги действительно была выявлена толща пород высокого электрического сопротивления, но она не имеет никакого отношения к фундаменту, так как ниже залегает толща рыхлых отложений палеоген-неогенового возраста, а фундамент полого погружается в сторону Байкала. Глубина до фундамента под дельтой Селенги более 2000 м, что подтверждено глубокими скважинами в деревнях Корсаково и Дворец. Было доказано наличие сброса, ограничивающего дельту с востока, благодаря чему и было введено понятие «Селенгинская депрессия впадины озера Байкал», так как впадина:

Байкала здесь глубоко вдается на восток, захватывая всю дельту. Мощностью же слоя высокого электрического сопротивления среди палеоген-неогеновой толщи в дельте р. Селенги оказалась порядка 200—300 м. Как показали глубокое бурение и сейсмические исследования, слой высокого сопротивления состоит не из изверженных, а из осадочных пород той же рыхлой толщи, которая распространена во всей Селенгинской депрессии и во впадине оз. Байкал. Скорость сейсмических волн в этом слое несколько повышается, но остается много ниже, чем скорость в изверженных породах. Все эти данные, а также характерные для многолетней мерзлоты величина и форма записи электрического сопротивления на кривых ВЭЗ позволяют утверждать, что в дельте Селенги, начиная с глубин 100—150—200 м, залегает слой многолетне-мерзлых пород мощностью не менее 200—300 м.

Высказанное предположение как будто противоречит общей закономерности в распространении многолетней мерзлоты вблизи водных бассейнов. Как правило, крупные реки и озера, не промерзающие зимой до дна, или прогревают мерзлоту, или во всяком случае значительно уменьшают ее мощность, а в дельте сравнительно большой р. Селенги, где близок такой крупный водоем, как Байкал, тем не менее встречается мощная толща мерзлых пород. На самом деле противоречия здесь нет. В дельте р. Селенга разбита на многочисленные протоки, но все же она воздействует на многолетнюю мерзлоту, заставляя опускаться ее верхнюю границу вниз. Уже сейчас мерзлота сверху деградировала до глубин 100—200 м. Она деградировала и со стороны Байкала, так как здесь расстояние до линзы мерзлоты от берега Байкала не менее 1 км. Следует учитывать, что температура воды Байкала низка (в среднем $+4^{\circ}$), поэтому согревающее действие большой массы воды озера очень невелико.

В связи с наличием мощной линзы многолетней мерзлоты в дельте р. Селенги следует рассмотреть и те гипотетические высказывания о природе залива Провал, которые появились в печати. По одним воззрениям, опускание суши на несколько метров за одну ночь 1862 г. связано с опусканием всего блока земной коры. По другим, при землетрясении 1862 г. уплотнилась только толща палеоген-неогеновых отложений на месте Провала.

Геофизические данные и особенно данные магнитной съемки свидетельствуют о том, что современные очертания залива Провал соответствуют отдельному блоку земной коры, который по фундаменту с востока и юга ограничен разломами, но заметных вертикальных смещений поверхности кристаллического фундамента этого блока относительно блока земной коры, включающего дельту р. Селенги, не замечено, хотя осадочная толща в заливе Провал совершенно явно опустилась.

Все эти данные, а также наличие многолетней мерзлоты внутри дельты приводят к мысли о том, что во время землетрясения 1862 г. опустился не весь блок земной коры, а только уплотнилась палеоген-неогеновая толща. Уплотнение при толчке могло быть вызвано тем, что еще задолго до землетрясения на месте будущего залива Провал в этой толще была развита многолетняя, постепенно деградировавшая мерзлота. Оттаивавшая толща сохранила свою мерзлотную структуру, и землетрясение 1862 г., сила которого была не менее 9—10 баллов, ускорило процесс внутренней перестройки осадков, доведя их до нормальной плотности талых рыхлых пород. Сходная точка зрения на причину опускания местности в заливе Провал была высказана А. Фитингофом еще в 1865 г.

Геофизические исследования в Прибайкалье позволили подойти к решению многих вопросов тектоники. В частности, наметились решения вопросов о мощности и глубинных разломах земной коры, о структуре межгорных впадин, о закономерностях и характере распределения многолетней мерзлоты и целого ряда других проблем (металлоносность, нефтегазоносность и др.), которые не затронуты в данной статье. Можно считать, что геофизические методы исследований земной коры в Прибайкалье заняли подобающее им место в общей геологической службе, и задача состоит в том, чтобы в дальнейшем всемерно увеличивать их объемы, совершенствовать методику и особенно интерпретацию материалов исследований.

Глава VIII

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Специфической чертой территории Бурятии является повышенная сейсмичность, закономерно связанная с другими особенностями неотектоники: аномальным, сильно дифференцированным гравитационным полем, контрастным гористым рельефом, обилием неоген-антропогенных разломов и т. д. Наиболее юным и мобильным неотектоническим сооружением в Восточной Сибири является Байкальский высокогорный пояс, в котором геофизические аномалии и гипсометрические показатели достигают высших абсолютных значений и максимальных градиентов.

Так как территория Бурятии захватывает большую часть высокогорного пояса, на нее, естественно, приходится основная часть исторических землетрясений и, что особенно важно, наибольшая концентрация их инструментально определенных эпицентров. Все это ставит территорию Бурятии в отношении сейсмоактивности и, следовательно, сейсмоопасности на первое место среди прочих областей Восточной Сибири. Что касается последних, то наиболее сейсмоактивны районы, непосредственно граничащие с территорией Бурятии. Таковы, например, Иркутский, Слюдянский, Ольхонский, Киренский, Бодайбинский районы Иркутской области, Тувинская АССР, Чарский район Читинской области. В свою очередь, площадь Бурятии на западе и юго-западе непосредственно примыкает к районам Монгольской Народной Республики, в которых полвека тому назад произошли землетрясения грандиозной силы.

Таким образом, территория Бурятии сейсмична не только сама по себе, она окружена районами, столь же, а отчасти, возможно, еще более сейсмичными.

Контуры сейсмической зоны, изображенные на рис. 107, проведены по данным распределения силы толчков, расположения их эпицентров и особенностям неотектоники. Очень важно, что эта схема отражает связь между распределением толчков и проявлениями новейшей тектоники, т. е. содержит элементы прогноза. Возникает вопрос: насколько сейсмичность Бурятии в том виде, как о ней можно судить по историческим данным (т. е. землетрясениям прошлого, обнимающего едва 250 лет), соответствует действительности. Рассмотрим относящиеся сюда исторические факты.

До периода инструментальной сейсмологии, а в нашем случае, практически, до начала XX в., землетрясения на территории Бурятии происходили многократно, но только для отдельных землетрясений можно, да и то приблизительно, судить о положении их эпицентров. В Восточной Сибири, слабо населенной до Октябрьской революции, землетрясения отмечались в немногих населенных пунктах; сведения о них поступали (в печать, летописи, письма) только от отдельных любителей природы — местных краеведов или реже от официальных лиц. Особенно много сведений поступало из сел Тунка, Туран, Селенгинск, Кяхта; они концентрировались главным образом в Иркутске, где также неоднократно отмечались подземные толчки. Крупнейшими

были землетрясения 1742 и 1844 гг. (при первом в Иркутске были сильно повреждены каменные здания, второе привело к разрушению многих построек в Тункинской «крепости») и особенно Кударинское землетрясение 1862 г. силой не менее 9—10 баллов, вызвавшее в устье р. Селенги опускание Цаганской степи на площади около 200 км² и образование залива Провал. В том же месте землетрясение повторилось в 1903 г. (рис. 108), но имело несколько меньшую силу (Вознесенский, 1905), а годом раньше в Прибайкалье было отмечено семибалльное землетрясение, особенно сильно ощущавшееся на ж.-д. ст. Снеж-

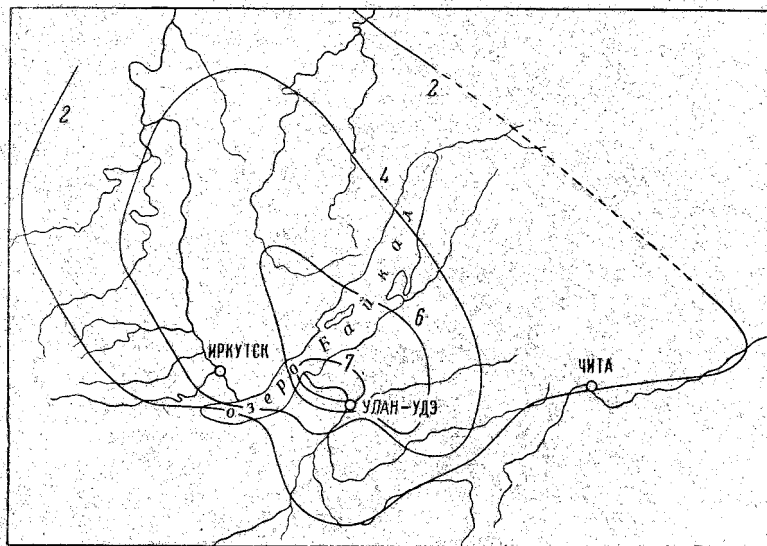


Рис. 108. Карта Байкальского землетрясения 1903 г. (по А. В. Вознесенскому)

ной. Очередное землетрясение с эпицентром в западной оконечности Байкала произошло в 1912 г. (Минчиковский, 1913). Неоднократно подземные толчки (по-видимому, не более 7 баллов) ощущались в Баргузинской впадине.

Что касается района Северного Байкала, то здесь землетрясения отмечались реже. Следует, впрочем, напомнить, что этот район в прошлом был совершенно не заселен. Но уже в 1902 г. здесь имело место землетрясение силой 7—8 баллов. Следующее значительное землетрясение произошло в 1917 г. в районе среднего течения р. Витима, примерно на широте северной оконечности Байкала. С. Л. Соловьев (1958) оценивает его силу не менее чем в 7 баллов.

5 апреля 1950 г. на западной окраине Бурятии произошло Мондинское землетрясение силой 9 баллов. Кроме повреждения зданий (в том числе рубленых деревянных домов), оно вызвало значительные горные обвалы и образование трещин на левом берегу р. Иркутта, а также на восточном побережье оз. Хубсугул-Далай (МНР). Точно установленный (как по инструментальным данным, так и при наземном обследовании) эпицентр этого землетрясения совпал с трассой Тункинского сброса, принадлежащего системе байкальских разломов.

Позже К. В. Пшенников, а затем Н. А. Флоренсов высказались в пользу потенциальной сейсмической активности множества других разломов, известных в Прибайкалье и подобных Тункинскому сбросу:

Н. А. Флоренсовым, кроме того, утверждалось, что среди молодых разломов Прибайкалья особенно сейсмоактивны широтные, так как с ними пространственно связано большинство эпицентров. Было также замечено, что сила сейсмических толчков убывает медленнее в широтном направлении и быстрее в меридиональном, отсюда растянутость изосейсмальных контуров в направлении с запада на восток.

Для понимания природы и степени сейсмичности Бурятии большое значение имеют землетрясения, происшедшие в XX столетии близ границ республики, на территории МНР и Читинской области. Первое из них — Таннуольское (Хангайское) — было изучено А. В. Вознесенским (1906). Сила его равнялась 11 баллам (два толчка примерно равной силы при сравнительно близких друг к другу эпицентрах). Возникший при этом сейсмогенный разрыв протянулся от верховьев р. Тёс до верхнего течения р. Селенги примерно на 400—450 км. Плейстоценовая область охватила миллионы квадратных километров. Как выяснилось позже, обновленный этим землетрясением древний разлом протягивается еще далее к востоку по р. Селенге, а затем следует вдоль нижнего течения р. Хилка, т. е. выходит на территорию Бурятии (Маринов, 1955).

В начале 1957 г. в системе того же разлома, но восточнее произошло новое землетрясение, эпицентр которого располагался на южных склонах хребта Худжингин-Нуру. Сила землетрясения достигла 7 или 8 баллов. Оно изучено К. В. Пшеничковым и С. И. Голенецким, составившими карту изосейст. Последние несколько вытянулись в широтном направлении в соответствии с простираем местных неотектонических структур.

Меньше чем через полгода близ северной границы Бурятии, в системе хребта Удокан, разразилось Муйское землетрясение (27/VI 1957 г.), достигшее силы 10 баллов (Солоненко и др., 1958). Оно связано с системой молодых разломов, участвующих в строении Муйской межгорной впадины и протягивающихся на запад на территорию Бурятии. Произошло это землетрясение на местности, по настоящее время очень редко заселенной и до 1957 г. официально считавшейся асейсмичной.

В 1958 г. землетрясение силой до 9 баллов было зарегистрировано в Тувинской АССР, в системе верховьев р. Енисея.

Наконец, 29 августа 1959 г. в Бурятии произошло новое сильное землетрясение, ощущавшееся на площади около 700 тыс. км². Его эпицентр оказался на дне Байкала, в окрестностях дер. Сухой. Интенсивность землетрясения, по наблюдениям отдаленных станций, была определена в 6,5—6,75, что при нормальной глубине очага соответствует силе в 9 баллов в эпицентре. Общее число повторных толчков за последующие три месяца превысило 700. В Улан-Удэ и в Иркутске сила главного толчка достигала 5—6 баллов, а в отдельных районах Иркутска даже 7 баллов. При этом получили небольшие повреждения и каменные и некоторые деревянные постройки, несколько домов в Иркутске пришли в аварийное состояние. Но наиболее пострадали населенные пункты, лежащие близ эпицентра землетрясения, т. е. на юго-восточном побережье Байкала, у залива Провал (деревни Малый и Большой Дулан и пос. Энхалук); они избежали тяжелых последствий только благодаря сейсмостойкости деревянных домов. На первой Байкальской террасе образовались линейные ряды грязевых конусов, в горах отмечались обвалы. В самом эпицентре — на дне Байкала, на глубинах от 400 до 900 м, при специальном эхолотировании (Б. Ф. Лут, А. А. Рогозин) были обнаружены значительные — до 15—20 м вертикали — деформации озерного дна. Изучение сейсмограмм и геологи-

ческих материалов показало, что Среднебайкальское землетрясение (рис. 109) было связано с движением крыльев одного из донных байкальских разломов (Солоненко, Тресков, 1960а).

Таковы фактические данные, характеризующие сейсмичность территории Бурятии и районов, непосредственно к ней прилегающих. Из этих данных прежде всего вытекает правомерность включения большей

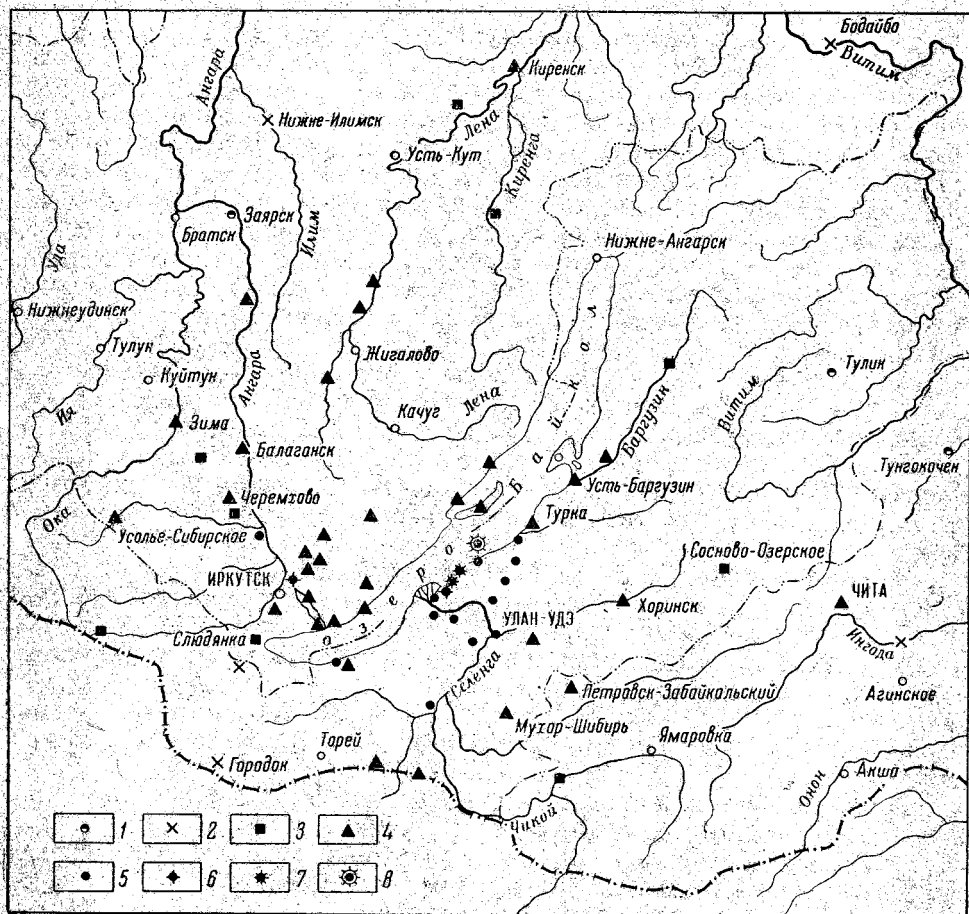


Рис. 109. Карта района Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. с указанием балльности (по В. П. Солоненко и А. А. Трескову)

части территории Бурятии в рамки Монголо-Байкальской сейсмоактивной области. Но, кроме этого, косвенные признаки и различные геологические данные позволяют более конкретно оценить сейсмичность и сейсмоопасность отдельных частей республики.

Действующая в настоящее время официальная схема сейсмического районирования СССР, как это выяснилось в последние два-три года, требует уточнений, может быть в первую очередь для территории Восточной Сибири. Это объясняется следующими обстоятельствами: недостаточностью исторических сведений, относящихся к очень короткому промежутку времени (250 лет); усилением частоты землетрясений за последнее десятилетие, особенно за 1957—1959 гг.; быстрым ростом народного хозяйства — крупным капитальным строительством в Восточной Сибири. Поэтому конференцией по развитию производительных

сил Восточной Сибири (1958 г.) признана необходимость дальнейших сейсмологических исследований и расширения сети действующих в Прибайкалье сейсмических станций.

Был поднят вопрос и о том, что на территории Бурятии необходимо провести специальное сейсмическое районирование с учетом местных особенностей геологического строения, рельефа, условий водоносности и т. д. Первым приближением к решению этой задачи является схема комплексного инженерно-геологического районирования территории Бурятии. Однако эта схема — только первый шаг в указанном направлении и не учитывает всех геологических материалов, которые могут быть собраны и с успехом использованы в будущем. Дело в том, что исторические данные и сейсмические явления современности не могут точно охарактеризовать действительный уровень сейсмической активности какой-либо территории, потому что они относятся (особенно это касается недавно обжитых районов Северной и Центральной Азии) к небольшому промежутку времени и в известном смысле заключают в себе элемент случайности, ибо общий ход (направленность, периодичность и др.) сейсмического процесса пока не известен.

Отсюда представляется крайне важным изучение геолого-исторических предпосылок установления действительного сейсмического уровня, остающегося, как правило, неизвестным. Такие предпосылки — следы землетрясений доисторического прошлого — могут быть обнаружены лишь в захороненном, «ископаемом» виде, и задача их диагностики и анализа возлагается, естественно, на геологов. Сюда должны быть отнесены различные «палеосейсмодислокации» (Флоренсов, 1960б), заключенные в осадочные толщи, слоеобразование которых было закончено в эпоху, предшествующую современной. Они могут быть выявлены при фациальном анализе разрезов соответствующих толщ, изучении в последних разрывных смещений, подобных тем, которые наблюдались и изучены при сильных землетрясениях современности.

Таким образом, изложенный подход основывается на принципе актуализма; наиболее благодарным объектом для поисков и диагностики «палеосейсмодислокаций» могут служить толщи молассового и молассоидного типа, накопление которых происходило в непосредственной коррелятивной связи с близлежащими горными поднятиями. Именно таковы мезо-кайнозойские толщи, выполняющие межгорные впадины на территории Бурятии.

С указанной точки зрения разнообразные явления неотектоники все еще ждут изучения и соответствующей оценки. Здесь мы укажем только на некоторые.

В разных частях Прибайкальского высокогорного пояса отмечены разрывы, затрагивающие как неогеновые, так, бесспорно, и антропогеновые образования, а также сложенные ими формы рельефа. Подобные наблюдения имеются в Тункинской впадине, в разных пунктах побережья Байкала, на Витимском плоскогорье. Разломы затрагивают как юные осадочные толщи, так и «долинные» лавовые потоки и молодые вулканы (Флоренсов, 1960а). Особой категорией «палеосейсмодислокаций» являются длинные (до 3—4 км) узкие прямолинейные рвы, рассекающие древние кристаллические породы, в том числе и граниты. Эти бесспорно сейсмогенные явления, ярко выраженные в рельефе, отмечены именно в сейсмически высокоактивных районах верховьев Иркутта, близ оз. Ничатка, в хребте Каларском.

Далее, во многих пунктах Бурятии известны следы очень крупных горных обвалов, являющихся (несомненно, существовавших в прошлые геологические эпохи) обычными спутниками сильных землетрясений. Такие обвалы можно наблюдать как в наружном, поверхностном виде,

так и в ископаемом состоянии. Крупнейшие экзодислокации, известные на Гусином озере в виде мощных древних оползней на юго-восточном берегу, а также в полосе прибрежного мелководья оз. Байкал, в районе Танхой, где палеоген-неогеновые отложения сложно смяты и разорваны, также наводят на мысль о сейсмогенной природе этих явлений.

Все сказанное наряду с другими геологическими материалами и наблюдениями над формами региональной неотектоники позволит создать объективную историко-геологическую основу для выводов об истинном уровне сейсмичности различных районов Бурятии и для сейсмического прогноза. Для этого, однако, требуются специальные, в том числе экспедиционные, сейсмогеологические исследования.

Весьма интересной представляется задача объективного сравнения уровней современной сейсмической активности Прибайкалья и западных и северо-западных районов МНР, известных своими 11-балльными землетрясениями. В самом деле, напряженность неотектонического процесса, как об этом можно судить по его внешнему выражению (т. е. характеру геофизического поля, контрастности и высоте рельефа, мощности и распределению неоген-антропогенных осадков, их дислокациям, молодому вулканизму), кажется в Прибайкалье отнюдь не меньшей, а по отдельным показателям даже большей, чем в названных районах МНР. Достаточно в этом отношении указать на уникальнейший феномен неотектоники Восточной Сибири — впадину оз. Байкал. Вместе с тем за 250—300 лет в Прибайкалье не было известно ни одного землетрясения, которое возможно было бы причислить к катастрофическим (11-балльным).

Разбирая возможные причины этого несоответствия, мы пришли к выводу о его мнимости. Действительно, при рассмотрении данного вопроса мы имеем дело с крайне непродолжительным отрезком времени, в течение которого один и тот же действительный уровень сейсмической активности мог проявлять себя в двух смежных областях и одинаково и по-разному. За то же самое относительно короткое время в высокоактивной области могут случиться лишь слабые землетрясения, не характеризующие ее истинного сейсмического потенциала, а в менее активной произойдут землетрясения, имеющие для нее предельную силу. В итоге мы приходим к неправильным оценкам. Если же при сравнении уровня активности обеих областей воспользоваться «палеосейсмогеологическим» подходом, то вероятность ошибки может быть значительно уменьшена. Учитывая следы крупнейших палеосейсмодислокаций в Прибайкалье, можно считать, что истинные уровни сейсмической активности Прибайкалья и западных районов МНР достаточно близки.

Последние данные показывают, что, помимо эпизодических землетрясений, создающих значительные плейстосейстовые зоны (таких, как Кударинское, Среднебайкальское, Мондинское и др.), на территории Бурятии существуют сейсмогенные неотектонические структуры, развитие которых сопровождается местными землетрясениями с неглубоко лежащими очагами. Такие близповерхностные очаги имеются, например, в районе дельты р. Селенги. Наличие слабых толчков, вызванных неглубокими местными очагами, установлено в 1953 г. В. Н. Аверьяновой при наблюдениях на временной станции с. Нилова Пустынь в Тункинской впадине.

В 1958 г. при экспедиционных сейсмических наблюдениях в районе Аршан—Монды С. В. Пучковым не только зарегистрирован ряд местных толчков, но и доказана их связь с активностью сейсмогенного Тункинского сброса, причем очаг одного из землетрясений (Кыренского) оказался на глубине 9 км. Учитывая эти данные, нужно также иметь

в виду, что местные толчки, исходящие из неглубоких очагов и, возможно, лучше характеризующие сейсмический режим какой-либо неотектонической структуры или какого-либо района, чем редкие сильные толчки из более глубоких очагов¹, улавливаются только близкими станциями. Поэтому мы вправе считать, что на остальной обширной площади Прибайкалья, где нет сейсмических станций, в настоящее время продолжают действовать многие другие сейсмогенные структуры.

Вместе с тем много данных дает изучение отдельных толчков, вызывающих сотрясения больших площадей. Так, например, изучение Монгольского (1957 г.) и Среднебайкальского землетрясений с использованием исторических данных позволило внести существенные изменения в схему сейсмического районирования Бурятии, а именно включить во внутренний контур восьмибальной изосейсты район Кяхты и Наушки.

Ведущиеся в настоящее время исследования, а также открытие на территории Бурятии новых сейсмических станций позволят дать еще более объективную оценку сейсмоопасности отдельных районов и вместе с тем глубже понять связь землетрясений с другими проявлениями неотектоники.

¹ Все землетрясения, происходившие до сих пор в Прибайкалье, относятся сейсмологами к нормальным, т. е. имеющим очаги, лежащие в пределах мощности земной коры.

О рельефе Селенгинской Даурии, Саяно-Байкальской горной страны и Витимского плоскогорья, крупные части которых составляют площадь Бурятии, написано очень много. Будучи северной окраиной «нагорной Центральной Азии», эта область привлекала к себе внимание многих знаменитых путешественников и крупнейших ученых. Исследованию именно этой территории, с ее выразительным и разнообразным рельефом, сложным геологическим строением, лежащей на пути в Китай и на Дальний Восток, обязаны своим возникновением такие широкие научные концепции, как гипотеза «древнего темени Азии», теория ступенчатого горного рельефа, отдельные положения учения о ледниковом периоде в Сибири, о происхождении и развитии «вечной» мерзлоты, основные идеи неотектоники, представления о влиянии сбросовой тектоники на формы земной поверхности и др.

Крупная роль научных наблюдений на территории Бурятии в развитии геологических и географических знаний, конечно, не случайна. Сюда, в Восточную Сибирь, с конца XVIII в. направлялись одна за другой академические экспедиции. В Бурятии, как и в соседних областях Восточной Сибири, жили политические ссыльные — наиболее просвещенные и талантливые люди царской России. Иные стремились сюда добровольно, в суровый, но почти неизведанный и самобытный край (П. А. Кропоткин, В. А. Обручев). В огромной степени успеху первых исследователей, оформлению широких научных идей способствовала сама природа Прибайкалья и Забайкалья.

Бурятия — горная страна, включающая в себя почти все известные и все возможные (в данных климатических условиях) типы горного рельефа — от альпийских цепей и высоких нагорных плато до низкогорий, мелкосопочника и островных «гор-свидетелей». Загроможденная горами различной формы, высоты и протяженности, она включает также обширные плоские низины («забайкальские степи») — днища межгорных впадин. Эта черта, как известно, типична для многих горных стран, во всяком случае для определенных стадий развития горного рельефа на «омоложенных» платформах.

Рельеф Бурятии в целом — совокупность горных дуг, расположенных на периферии южного выступа Сибирской платформы и составляющих северный сегмент обширной, выпуклой к югу, концентрически-дуговидной орографической системы, ось симметрии которой приблизительно совпадает с восточным 105 меридианом. В этом огромном подковообразном горном сооружении, обратившем на себя внимание уже очень давно (Рихтгофен, 1903; В. А. Обручев, 1895), рассматриваемая территория занимает центральное место. Одновременно она составляет наружный край и внешнее пространство Иркутского амфитеатра Э. Зюсса. Хорошо заметной чертой этой дуговидной орографической системы (ее можно было бы назвать Монголо-Байкальской) является плавное увеличение высот от внутренних горных дуг к наружным, т. е. в направлении с севера на юг, юго-запад и юго-восток. Медленный плавный подъем горных высот ощущается вплоть до Монгольского

Алтая, что, вообще говоря, позволяет расширить рамки амфитеатра до 45—44° с. ш. к югу.

Горные хребты со всей их сложной и разнообразной скульптурой и межгорные депрессии, также с их различными внутренними элементами, денудационными и аккумулятивными, определяют общий облик рельефа Бурятии. Это его первая, главнейшая черта. Далее обращает на себя внимание неодинаковое количественное, площадное соотношение горных хребтов и впадин¹, в местных ландшафтах неуловимое, а в региональном обзоре весьма важное. В самом деле, рельеф Бурятии представляет с такой точки зрения очень сложную картину. Отдельные участки поверхности обладают сравнительно слабым вертикальным и горизонтальным тектоническим расчленением, образуют обширные приподнятые зоны хребтов и нагорных плато с вкрапленными в них редкими и миниатюрными межгорными впадинами. Таковы очень высокий Восточный Саян, расширенная западная часть Хамар-Дабана и значительно уступающее им по гипсометрическим отметкам слабоволнистое Витимское плоскогорье. За пределами Бурятской АССР сюда же относятся Северо-Байкальское и Витимо-Патомское нагорья в Иркутской области, массивное поднятие Даурского хребта — в Читинской.

В других районах, наоборот, межгорные впадины велики и многочисленны, а межвпадинные горные пространства относительно сужены, хотя ширина и общая площадь последних все же превосходит ширину и площадь впадин. Только в одном районе — в Байкале — эти соотношения нарушаются, да и то только в географическом, а не в геоморфологическом смысле. Громадная межгорная впадина Байкала настолько подавляет своими размерами ближайшие хребты, что кажется утраченной значение «межгорной»; по сравнению с Байкалом такие хребты, как Приморский, южная часть Баргузинского, хребет Морской, восточная оконечность Хамар-Дабана, сами кажутся скорее «межвпадинными». Впрочем, мы должны помнить, что не вся современная акватория Байкала может быть геологически и геоморфологически причислена к площади впадины. Близ берегов Байкала его водами местами покрыты настоящие горы, на склонах которых не происходит и не может происходить устойчивое накопление осадков. Но все это лишь особые черты Байкала — феноменального явления неотектоники. Сама впадина Байкала — совершенно особый, редчайший геоморфологический объект, подробная характеристика которого в обзорной статье, к сожалению, невозможна.

По внешнему облику, по комбинации и главенству тех или иных экзодинамических процессов и лежащим в их основе особенностям новейшей геологической истории и неотектонической структуры территории Бурятии может быть подразделена на три крупных геоморфологических района. Крупнейший из них Прибайкальский район охватывает западную, северо-западную и северную части республики. В него входят бурятская часть Восточного Саяна, вся система впадин байкальского типа, хребты Большой и Малый Хамар-Дабан, Байкальский, Унгдар, Верхне-Ангарский, Северо-Муйский и Южно-Муйский, Баргузинский (рис. 110). Улан-Бургасы, Аргодинский, Икатский и много второстепенных. Второй — Селенгинский — район охватывает практически

¹ Как известно, склоны хребтов служат одновременно бортами межгорных впадин и поэтому для их хотя бы условного разграничения нужны особые признаки. Мы предложили оконтуривать впадины, как площади устойчивой современной аккумуляции и развития коррелятных горному окружению осадочных толщ, слоеобразование в которых закончено. Для этих последних, если они втянуты в краевые поднятия, может иметь место и обратный процесс — размыв (Флоренсов, 1960а).

все среднегорье бассейна р. Селенги в границах республики—ее южные, центральные и юго-западные районы. Третий район — Витимский — совпадает с географическими границами Витимского плоскогорья, причем его восточной границей на большом протяжении служит р. Витим.

Прибайкальский район входит в состав известного в литературе Саяно-Байкальского высокогорного пояса и поэтому характеризуется наиболее напряженным ходом рельефообразующего процесса. В его альпийских цепях и нагорных плато, равно как в огромных нагорных впадинах, озерных и «сухопутных», внутри сложной, пре-



Рис. 110. Баргузинский хребет в верховьях р. Бирамы. Фото А. С. Ескина

имущественно ортогональной речной сети с обилием антецедентных и эпигенетических долинных отрезков и фрагментов древних долин сосредоточены: следы древнего горного оледенения и слабые проявления современного; остатки обширных высокоподнятых лавовых плато и одиночных вулканов; накопления плиоцен-антропогенных молассоидов весьма изменчивой мощности (от 0 до 1500 м); геодезические¹ и различные геофизические аномалии; множество эпицентров землетрясений силой до 10 баллов; громадные контрасты высот и глубин твердой земной поверхности; крупнейшие в Восточной Сибири озерные котловины; выраженные в рельефе уступы молодых, в том числе атропогенных, сбросов. Здесь нет возможности подробно рассматривать все слагаемые новейшей и современной динамики высокогорного Прибайкалья, тем более, что некоторые из них освещены в других статьях данного тома. Остановимся лишь на специфике геоморфологического отражения главнейших из них.

Следы древнего горного оледенения обнаружены во всех высоких горных хребтах, но до настоящего времени не решены вопросы об истинных размерах ледников, их типах, покрываемой ими площади,

¹ Имеются в виду значительные осложнения в форме геоида, отмеченные В. В. Ахматовым еще в 1904 г. («Юция и физико-географический очерк оз. Байкал». Под ред. Ф. К. Дриженко, 1908).

кратности оледенений, особенностях и числе межледниковых эпох, синхронности или метахронности оледенений Восточной Сибири и западных, а также северных районов СССР.

В Восточном Саяне — одном из несомненных значительных центров древнего оледенения — сохранились бесспорные следы двух ледниковых эпох, разделенных длительным перерывом. Предпоследнее оледенение имело покровный или полупокровный характер, некоторые исследователи относят его к шпизбергенскому типу. Во всяком случае оно было весьма значительным и его следы сохранились на высоких гольцовых уровнях в виде своеобразных сглаженно-куполовидных форм и эрратических валунов, найденных на отдельных гольцах и на вершинных плато. Некоторые исследователи Восточного Саяна (Львов, 1930; Молчанов, 1934) относили это оледенение к первой либо третьей (рисской) эпохе альпийского канона, но С. В. Обручев, А. М. Рябчиков и др. справедливо им возражали, считая, что вопрос о параллелизации оледенения Восточного Саяна с оледенением Европы остается пока открытым.

Последнее оледенение, имевшее долинный характер, относится все же, вероятно, к вюрму. Его ледники спускались до высот 1300 м (Мондинская впадина), а возможно, и до 900 м (Тункинская впадина). Очень важные находки в Тункинской впадине «третичных» реликтов *Mannagettae* Н. S m i t h и *Megadenia* M a x. позволяют утверждать, что Тункинская полоса межгорных впадин никогда полностью льдом не покрывалась (Попов, 1954). С другой стороны, палинологическое изучение мощных антропогенных отложений в Тункинской впадине показало, что ископаемые следы значительного потепления и соответствующей ему межледниковой эпохи в них отсутствуют. Прежнее представление о межледниковом возрасте мощных песчаных накоплений в Тункинской впадине (Сосновы бор и др.) в свете новых данных является маловероятным. Таким образом, если для Восточного Саяна устанавливаются бесспорные следы двух оледенений (первого очень древнего и мощного и второго долинного, вероятно, верхнеплейстоценового), то палеогеографическая обстановка длительного промежутка времени, разделявшего их, остается совершенно неясной. Крупные долинные ледники оставили свои морены по краям Тункинских впадин, и лишь немногие (например, по р. Ихэ-Угуну) вторгались в область современных низин.

Нет единогласия и во взглядах на древнее оледенение Прибайкалья, хотя эти взгляды начинают постепенно сближаться. Так, Н. В. Думитрашко (1953а) пришла к выводу о плиоценовом возрасте первой стадии древнего оледенения в Прибайкалье, а также о том, что оледенение протекало в этой области без столь существенных перерывов, чтобы их можно было называть межледниковыми эпохами. Оно распалось лишь на фазы или стадии усиленного роста ледников, разделенные их временными отступаниями.

Другие исследователи допускают самостоятельность отдельных ледниковых эпох и не выносят их за рамки антропогенного периода.

Следы древнего оледенения в Баргузинском нагорье и обоих Муйских хребтах изучались сравнительно недавно Л. И. Салопом, С. Г. Мирчинк, С. А. Гурулевым, В. Л. Тихоновым, Н. П. Ладохиным и др. Так, по данным С. Г. Мирчинк (1955), на южных склонах Южно-Муйского хребта имеются явные признаки трех оледенений, разделенных эпохами таяния льдов и интенсивной эрозии. Первое, древнейшее оледенение имело характер небольших покровов, а второе и третье были долинными. На Витимское плоскогорье ледники не распространялись. Перерывы между оледенениями не могут быть точно датированы и сопоставлены с межледниковыми эпохами Запада и Севера;

причины перерывов С. Г. Мирчинк видит в изменении климатических условий, а причины самих оледенений — в очередном усилении неотектонических поднятий.

Близкую к предыдущей картину древних оледенений Ангаро-Баргузинского нагорья рисует Л. И. Салоп. По схеме этого автора, первое оледенение носило полупокровный характер, распадаясь на две стадии (первая была максимальной). Затем последовала деградация ледников и в депрессиях возник озерный режим. Последующие интенсивные тектонические движения стимулировали эрозию, долинные перехваты и привели к спуску озер в Байкал. Наступившее затем второе оледенение относилось к долинному типу. Двукратность оледенения Ангаро-Баргузинского нагорья доказывается наличием морен и эрратических валунов вне области со свежими следами оледенения, наличием молодых трогов, врезанных в моренные толщи, перекрытием свежими моренами террас, состоящих из перемытых морен, различной степенью сохранности гляциальных форм и т. д.

Для Байкальского хребта В. П. Маслов (1939) допускает три оледенения, причем первое отделялось от последующего большим промежутком времени и было очень мощным.

В Северо-Муйском хребте В. Л. Тихонов и А. А. Яценко отметили явные признаки древнего покровного и последующего долинного оледенения. На той же в общем точке зрения стоит С. А. Гурулев (1958), наблюдавший следы оледенения в центральной части Баргузинского хребта. Однако этот автор, считая твердо установленным факт двух оледенений, разделенных длительным межледниковьем, квалифицирует оба оледенения как типичные долинные.

Точку зрения Н. В. Думитрашко поддерживает Н. П. Ладохин (1954), наблюдавший следы долинного оледенения на западных склонах Баргузинского хребта. Так, по мнению Ладохина, здесь имеются следы четырех фаз или стадий только одного долинного оледенения.

Наконец, В. В. Ламакин (1953а) допускает для гор, окружающих Байкал, по крайней мере два оледенения — максимальное и постмаксимальное. Этот автор выделяет даже особый «байкальский» тип ледников, выдвигавших свои языки прямо в озеро.

Что касается Хамар-Дабана, то вследствие меньших высот этого хребта его оледенение было относительно скромным. К такому выводу приходят почти все исследователи (за исключением П. П. Пилипенко, 1934), а наиболее определенно высказался в таком духе Е. В. Павловский (1948б). Соглашаясь с этим исследователем, нужно признать, что отдельные крупные долинные ледники (первой, более древней эпохи) все же кое-где достигали современной береговой линии Байкала, где ими оставлены конечные морены (рис. 111). Первые точные наблюдения этого рода были сделаны в районе Танхой еще в 1914 г. Кейльгаком.

При бесспорности значительного оледенения гор Саяно-Байкальской области его масштабы представляются в различных районах неодинаковыми. В более подвижных и высокоподнятых нагорьях оледенение было более мощным — полупокровным или шпигбергенским. Ледники в максимальную эпоху (стадию?) достигали краев впадин байкальского типа, но крупнейшие из последних, такие, как Байкальская, Баргузинская, Тункинская, льдами никогда полностью не покрывались. Здесь располагались внутривпадинные заандры.

Вопрос о сопоставлении оледенений Саяно-Байкальской области с оледенениями Запада и Севера остается открытым. Существование межледниковых эпох, как будто доказываемое морфологически (пересечение трогов разного возраста, врезание юных трогов в древние

морены и поверхности древней ледниковой денудации), остается биостратиграфически не подтвержденным. Все эти вопросы ждут своих исследователей. Бесспорно, однако, что между максимумами неотектонических поднятий и центрами горного оледенения в Прибайкалье существовала теснейшая связь.

С древнейшим, считавшимся покровным оледенением Прибайкалья некоторые исследователи (например, И. А. Молчанов, 1934) связывают

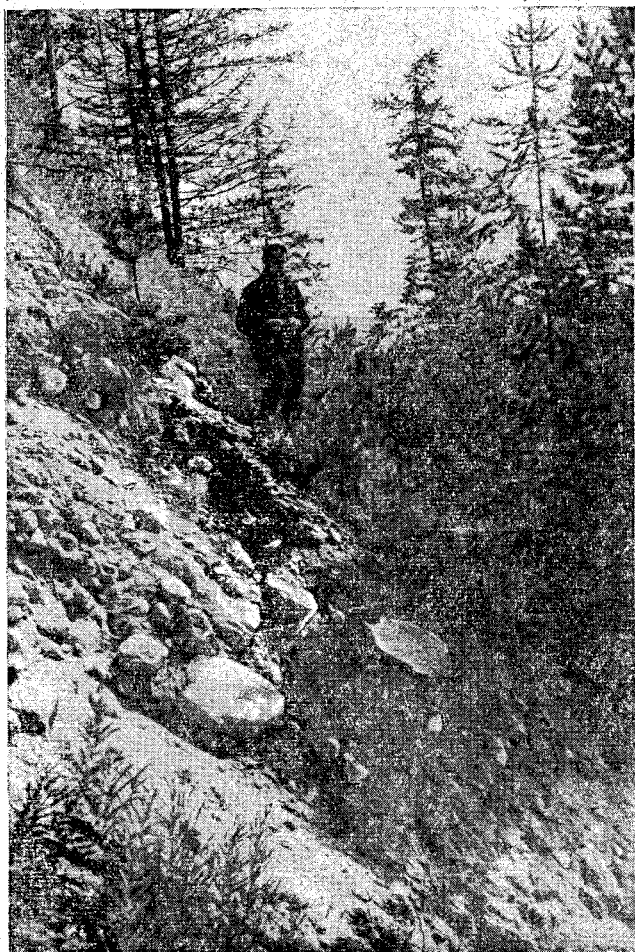


Рис. 111. Ледниковые отложения, слагающие мыс Фролова на Байкале. Фото Н. А. Флоренсова

происхождение плоских гольцовых поверхностей и тех высокогорных плато, которые столь широко развиты в Восточном Саяне и Хамар-Дабане. Как известно, платообразные гребни чрезвычайно характерны вообще для всей горной системы Восточной Сибири и МНР; уже поэтому их генезис следует признать независимым от покровного древнего оледенения. В самом деле, большинство исследователей сходится на том, что современные платообразные гребни, расположенные в смежных участках на одной и той же или на близкой высоте, — это остатки единой древней поверхности выравнивания. Обычно ее считают неогеновым пенеппеном.

Известная разница в гипсометрии вершинных плато, лежащих на некотором удалении друг от друга, расценивается одними авторами как следствие неравномерного поднятия отдельных глыб по трещинам сбросов («остаточно-глыбовые горы» В. А. Обручева), другими — как результат неравномерного сводового искривления поверхности древнего пенеплена. Реальный древний пенеплен действительно обнаружен в ряде пунктов Восточного Саяна, но не в обнаженном, а в скрытом (ископаемом) виде на дне и в краях впадин байкальского типа (кóры химического выветривания, озерно-болотные, частью пойменно-речные, отложения миоцен-плиоценового возраста).

Местами древняя денудационная поверхность фиксирована покровами базальтов, лежащих в свою очередь горизонтально или со слабым наклоном. Но на вершинных плато, где нет остатков базальтового покрова, не отмечены обломочные осадки: либо их здесь вообще никогда не было, либо они удалены высокогорной денудацией. Наиболее вероятно, что современное высокогорное выветривание в условиях сплошной многолетней мерзлоты, повсеместно искажив древнюю поверхность выравнивания, в то же время сохранило ее внешние черты, а может быть, и усилило их путем наложения эффекта морозной планации на результат палеоген-неогеновой эрозии.

Что касается роли неотектоники в деформации древней поверхности выравнивания, то она совершенно бесспорна. Остаточные горы — ведущий тип горных хребтов Восточного Саяна, Хамар-Дабана и других хребтов на территории Бурятии, но образование «остатков» из некогда единого и целого обусловлено как искривлением первичной поверхности (Е. В. Павловский, В. В. Ламакин, Н. П. Михно, Н. А. Флоренсов, Н. А. Логачев и др.), так и крупными кайнозойскими сбросами (В. А. Обручев и С. В. Обручев, Н. В. Думитрашко, А. С. Кульчицкий, К. П. Калинина, Л. И. Салоп и многие другие). К этому вопросу мы вернемся ниже.

Новейшие работы в Прибайкалье показали, что современная долинная сеть, в основном унаследованная от неогеновой, в ряде случаев является иной по своему положению, рисунку и направлению стока. Перестройка долинной сети была вызвана следующими причинами: 1) горным плейстоценовым оледенением, 2) резко усилившимся в неогене и в плейстоцене короблением фундамента, т. е. возникновением новых наклонов земной поверхности, а также увеличением ранее существовавших, и 3) резким углублением и расширением неогеновых прогибов, преобразованных во впадины байкальского типа.

Относительная роль перечисленных факторов была, конечно, неодинаковой, но в целом, по-видимому, преимущественное значение имели второй и третий факторы. Дело в том, что уже в плиоцене в разных частях современного Прибайкалья были отчетливо выражены плоские обширные прогибы. Начавшееся и все усиливающееся коробление создало в западной части рассматриваемой области широкий плоский свод с широтной осью, на которой шло быстрое углубление впадин тункинской полосы, и с крыльями, полого ниспадающими на север и северо-восток (Восточный Саян) и на юг (Хамар-Дабан). Изгиб лавовых покровов при этом резко нарушался близ осевых впадин, где возникали особенно резкие наклоны и сбросовые уступы.

Отсюда неизбежно следовало образование покатостей двух типов: направленных наружу (верхние течения Оки, Джиды), создавших консеквентные долины «центробежного типа», и направленных внутрь, в осевые впадины, как местные базисы денудации (короткие консеквентные долины «центростремительного типа»). В эту сравнительно простую картину внесли большую сложность продольные «псевдосуб-

секвентные» долины, связанные с молодыми разломами, параллельные осевым сбросам (долины рек Тиссы, Джон-Балыка, Оки к северу от пос. Орлик, Китоя, нижнее течение Джиды, верхнее течение Темника). Дополнительное «оперение» основных долинных стволов, сопровождавшееся частичной перестройкой в эпоху оледенения, создало наблюдаемую ныне картину долинной сети.

На байкальском (северном) склоне Хамар-Дабана сформировались долины, очевидно, второго, центростремительного типа; те же из них, которые своими верховьями приближались к максимальным поднятиям хребта, стали вместилищами и путями долинных ледников, достигавших современных берегов Байкала.

По-видимому, не менее сложной была история долинной сети в восточной части Прибайкалья, где система впадин байкальского типа расщеплена на две ветви — Северобайкальско-Верхнеангарскую и Баргузино-Чарскую, разделенные и обрамленные мощными сводовыми поднятиями. В этой области на периферии межгорных впадин складывались местные консеквентные долинные сети, отдельные отрезки которых приобретали продольное направление, обусловленное разломами. Юго-восточные склоны Байкальского высокогорья определили «центробежное» направление долинных стоков в сторону Витимского плоскогорья. По данным С. Г. Мирчинк, эти долины по крайней мере дважды подвергались оледенению альпийского типа.

По-видимому, еще сложнее была история долинной сети в Северном Прибайкалье и на пространстве между северной впадиной Байкала и верхним течением современной Лены. Плейстоценовое поднятие Байкальского хребта деформировало ранее сложившуюся, хорошо развитую долинную систему, продольные элементы которой подверглись, вероятно, лишь частичной перестройке (изменение направления стока, частичный захват одних параллельных рек другими через посредство восточных притоков, загрузка моренным материалом). Что касается поперечных долинных элементов, дренировавших западный склон растущего Байкальского хребта, то их верховья, ранее проникавшие в область современного Байкала, в плейстоцене были просто уничтожены наложением на них продольной северной впадины озера. Это явление, связанное с активностью мощной системы разломов (сложный Обручевский сброс, по В. В. Ламакину, 1955а), охватило все западное побережье Байкала (Павловский, 1948а).

К северу от тупой северной оконечности Байкала долинная сеть формировалась под воздействием также двух уклонов — байкальского, внутри которого большинство долин приспособилось к линиям разломов северо-восточного простирания, и ленского, созданного плоской выпуклостью Северо-Байкальского нагорья, имеющей форму плоского щита.

Таким образом, повсюду в пределах высокогорного пояса мы имеем примерно одну и ту же последовательность развития и внутреннюю связь отдельных элементов долинной системы: 1) реликты неогеновых долин как с внутренним, так и с внешним (океаническим, северным) стоком; 2) плейстоценовая сеть, связанная с углублением неогеновой сети, а также и с частичной ее перестройкой вследствие загрузки льдами, позже моренами, в особенности же вследствие активизации сбросов байкальской системы, оборвавших верховья некоторых долин наружного стока и нижние отрезки долин внутреннего, «центростремительного» стока. С позиций этой гипотезы, учитывая роль продольных разломов, фиксирующих эрозию, можно объяснить все главные особенности рисунка современной и древней долинной сети в Прибайкалье.

Из сказанного ясно, что в условиях воздымания горных сводов, активизации старых и образования новых разломов, при интенсивном, но неравномерном оледенении, быстром опускании днищ межгорных впадин и образовании в них озер, а местами и при возникновении долинных лавовых потоков — в составе долинной сети должно было возникнуть множество речных перехватов, оставленных речными руслами древних долин, висячих устьев, котловин спущенных и, наоборот, новообразованных озер, эпигенетических и антецедентных ущелий.

С подобными геоморфологическими объектами мы сталкиваемся в Прибайкалье на каждом шагу. Каждый из таких объектов имеет свою особую геоморфологическую историю. Понятно также, насколько в горах Прибайкалья важно выявление остатков древних долин и изучение в них древнего аллювия. Практика показывает, что здесь мы имеем дело с россыпями (золота, оловянного камня, вероятно, шеселита и др.) разнообразных типов — древними и современными, погребенными и открытыми, долинными и гольцовыми.

Необходимо далее кратко коснуться своеобразных форм внутри-впадинного рельефа — плоских, обычно вытянутых по простиранию впадин террасовидных песчаных массивов — «куйтунов». Слагающие их пески, часто большой мощности, описаны в настоящем томе Н. А. Логачевым; они отнесены не к межледниковым, как это делалось раньше, а к экстрагляциальным, зандровым образованиям. Эти песчаные массивы считаются В. В. Ламакиным новейшими антиклинальными вздутиями — «противоподнятиями», развивавшимися в области крупнейших внутривпадинных прогибов. Автор считает их остаточными формами, уцелевшими среди зон погружения, а А. П. Булмасов недавно высказал мнение о генетическом сходстве «куйтунов» с большими гидролакколитами. Действительно, бурением вблизи песчаных массивов обнаружены мощные, глубоколежащие линзы «вечной» мерзлоты.

Заканчивая краткую характеристику Прибайкальского геоморфологического района, еще раз подчеркнем значение в его рельефе тектоногенных форм. Такой «мегаформой» является, если отвлечься от частностей, весь Прибайкальский высокогорный пояс в целом, а также все его крупнейшие внутренние элементы — кайнозойские межгорные впадины и окружающие их хребты-своды. То же происхождение имеют крупные внутренние котловины во впадинах и разделяющие их горные перемычки, чаще всего диагональные (о. Ольхон, п-ов Святой Нос на Байкале, Нилковский, Тункинский отроги в Туйкинской впадине и т. д.). Явление «треугольных склонов» в Тункинских гольцах, Окинской цепи, Байкальском, Муйском и других хребтах, так же как их прямолинейные фронты с грандиозными обрывами и уступами, — непосредственное отражение юных сбросов. Но в рассматриваемой области известны тектоногенные формы рельефа и гораздо меньших размеров, описанные в очерках мезо-кайнозойской тектоники и в главе «Сейсмичность». Соподчиненностью и современным развитием тектоногенных форм в конечном счете объясняются вся сложность и выразительность современного рельефа Прибайкальского района.

Витимское плоскогорье — второй крупный геоморфологический район Бурятии. Его главные особенности — полого-волнистые контуры низких возвышенностей, развитие широких болотистых «плоскотин», малый эрозионный врез при средних абсолютных отметках 1300—1500 м. Таежный покров оказывает дополнительное нивелирующее влияние на полого-волнистый рельеф плоскогорья, сообщая ему мягкий «ковровый» ландшафт.

В целом контур плоскогорья, охваченный более высокими горными возвышенностями, вытянут с юго-запада на северо-восток. По-види-

тому, плоскогорье имеет несколько отличную от своего обрамления, более стабильную тектоническую основу. Следуя А. К. Мейстеру, в пределах плоскогорья необходимо различать обширную периферическую часть с относительно более сложным рельефом и центральное плато, занятое на большом пространстве (около 4 тыс. км²) покровами кайнозойских базальтов. Главная часть плоскогорья заключена внутри сложной петлеобразной изгиба р. Витима, но его края местами довольно далеко переходят за правый берег реки. Межгорные впадины на площади плоскогорья относительно редки и имеют ограниченные размеры; они относятся к «забайкальскому типу» (Флоренсов, 1960а) и заполнены преимущественно верхнемезозойскими осадками.

По данным К. П. Калининой, лавовое плато имеет форму неправильного четырехугольника, большая часть которого находится между долинами рек Большого Амалата и Малого Амалата. Хотя мощность базальтовых покровов, излияние которых происходило в верхнем плиоцене или в раннем плейстоцене, не более 100 м, они прорезаны долинами ниже своей подошвы только по краям плато. Здесь описаны два своеобразных прямолинейных «вулканогенных рва», напоминающих по своей морфологии знаменитую вулканическую трещину Лаки в Исландии. Первый ориентирован на запад-северо-запад, имеет 20—30 км в длину, 1—2 км в ширину; второй простирается по широте на 5—7 км при ширине 0,3—0,5 км. На плато известно до 20 небольших вулканических конусов, часть которых была давно описана, но большая часть открыта в 1948 г. К. П. Калининой. В своем большинстве вулканы находятся в долинах, предварительно врезанных в лавовую толщу, но с ними также связаны значительные «долинные» потоки.

Витимские базальты изливались на довольно выровненную поверхность, посредине и по окраине которой, как и в Восточном Саяне, находились неогеновые «добазальтовые» возвышенности.

Западная, золотоносная часть Витимского плоскогорья геоморфологически изучена гораздо лучше. Исследованиями С. Г. Мирчинк, А. И. Григорьевой, Н. П. Михно установлено, что на фоне поздне-мезозойских поднятий здесь был заложен ряд депрессий, часть которых связана главным образом с древними разломами, а другая часть (например, Верхне-Чининская впадина) — преимущественно с плавными изгибами фундамента. Кайнозойские депрессии по своему местоположению совпадают с мезозойскими; они заполнены озерными и озерно-речными осадками, отложение которых началось в неогене (плиоцене?). В то же время была заложена речная сеть, развивавшаяся затем в три стадии. Судя по галечниковому составу третичного аллювия, рельеф плоскогорья был заметно расчленен уже в начале первой стадии. В неогеновые долины со склонов смывалась древняя (донеогеновая) кора выветривания.

Во вторую, «раннечетвертичную» стадию, отмеченную некоторым общим похолоданием, долины развивались в основном по старым путям. Их отложения в настоящее время связаны главным образом с погребенными руслами. В третью стадию сформировался нижний комплекс речных террас, и долины приобрели современный облик. В отличие от высоких террас с их широкими поверхностями террасовые ступени низких уровней узки и слабо выражены, но при выходе долин в депрессии они также сильно расширяются. Участки древних золотоносных русел располагаются или в пределах высоких террас, или в седловидных понижениях по соседству с современными долинами; в последнем случае они улавливаются в рельефе.

Как сказано выше, в пределах внутреннего контура Витимского плоскогорья древнего оледенения не было. Здесь располагалась экстра-

гляциальная зона, да и то, видимо, лишь по северному и северо-западному краям плоскогорья, ибо древние речные долины и междолинные пространства при северо-восточной ориентировке должны были препятствовать стоку талых ледниковых вод на юг и юго-восток. Зато на поверхности плоскогорья очень широко развиты формы мерзлотного рельефа: курумы, асимметричные склоны, бугры пучения, «мари» и т. д.

Происхождение сложно искривленной долины р. Витима, в верховьях образующего крутую петлю, остается недостаточно ясным. По видимому, эта долина состоит из связанных воедино отрезков разного возраста и происхождения. Антецедентный характер меридионального отрезка Витима, пересекающего за пределами плоскогорья широтные высокогорные хребты, кажется несомненным. Что касается возможности прежнего сброса в Витим байкальских вод через Баргузинскую впадину (Кожов, 1947; Ламакин, 1959), то она является пока чисто гипотетической. Древний сток Селенги через долину Уды (в направлении, обратном современному течению Уды) в Витим представляется, как на это указал еще в 1943 г. Б. А. Иванов, очень маловероятным.

Селенгинский район — третий и последний в нашей схеме геоморфологического районирования поверхности Бурятии. На западе он непосредственно соприкасается с Прибалтийским, на севере постепенно переходит в Витимское плоскогорье, а на востоке сливается с однородным Центральным геоморфологическим районом, выделенным автором для территории Читинской области.

Селенгинский район охватывает западную, меньшую часть территории так называемой Селенгинской Даурии и обладает ландшафтом, типичным для Забайкалья. Описанию рельефа Забайкалья или его отдельных крупных частей посвящены многие специальные работы, их разделы или главы (В. Обручев, 1914, 1929, 1933в; Гладцин, 1938; Макеев, 1944; Другов, Флоренсов, 1947б, 1948, 1960а; Берг, 1952). В самое последнее время в бассейне р. Селенги проведены новые геоморфологические исследования.

В общих чертах рельеф рассматриваемого района представляет собой мягкое среднегорье, основные элементы которого — низкие горные хребты и довольно широкие, четковидно связанные друг с другом межгорные низины — обладают общим северо-восточным направлением. Этот простой орографический план нарушается двумя другими существенными элементами: поперечными, субмеридиональными долинами с северным (в данном случае — байкальским) стоком и поперечными же межвпадинными перемычками, как бы спаивающими друг с другом смежные параллельные хребты при замыкании каждой пары впадин, лежащих на одном простирании и входящих в один и тот же линейный комплекс. Следующая особенность — различие в размерах и форме межгорных низин и соответственно в ширине разделяющих их хребтов. На этот общий тектонический в своей основе рисунок орографии наложено все разнообразие эрозионных, водно-аккумулятивных, дефляционных и селективно-денудационных форм.

Наиболее важным моментом в уточнении генезиса рельефа Забайкалья, следовательно, и Селенгинского района, в течение многих лет была дискуссия о характере тектонической основы рельефа. Преобладало представление В. А. Обручева, относившего горные хребты к горстам, а межгорные низины — к грабенам. Противоположную точку зрения о складчато-денудационной природе хребтов (антиклиналей) и впадин (синклиналей) отстаивал М. М. Тетяев (1938). Автор, вначале примыкая к представлениям М. М. Тетяева, позже склонился к мысли о ведущей в рельефообразовании Забайкалья роли коробления древнего фундамента, в процессе которого при пластической деформации

активизировались древние разломы. Этот процесс протекал еще в верхнемезозойское время и вызвал ряд сопутствующих деформаций, а также проявления вулканизма, сохранившиеся лишь в погребенном виде или выступающие на современной поверхности благодаря избирательной денудации. Новая волна коробления, создавшая Прибайкальское высокогорье, прокатилась по Забайкалью наподобие мягкой зыби: своды, осложненные разломами, были еще раз приподняты и там, где разломы активизировались, создались условия для накопления предгорных обломочных толщ. Во впадинах, унаследованных от мезозойского рельефа, накапливались озерные и речные осадки, местами содержащие остатки неогеновых позвоночных — газелл, гиппарионов, ранних носорогов, страусов. В самом конце плиоцена поднятие горных хребтов усилилось настолько, что эрозионному врезанию подверглись днища самих впадин. На это указывают древние, не выраженные в рельефе русла, врезанные в мезозойские осадки и заполненные галечниковым аллювием до 50—70 м мощности (Боргойская, Тугнуйская и другие впадины). Таким образом, верхнемезозойский рельеф оказал существенное влияние на формирование неогенового и унаследованного от последнего антропогенного рельефа. Степень этого влияния в Селенгинском районе, по-видимому, была не ниже или даже выше, чем на Витимском плоскогорье.

Для понимания истории развития долинной сети рассматриваемого района важно, на наш взгляд, иметь в виду следующие положения. Во-первых, унаследованные от мезозойских впадин плоские палеоген-неогеновые прогибы не могли не быть местными базисами денудации, т. е. влиять на положение и направление стока «третичных», а позже — антропогенных рек. Во-вторых, предпрешенной оставалась давно сложившаяся северо-восточная ориентировка главных структурных линий в древнем фундаменте (простираения слоев, шарниров складок, главных разломов), следовательно, неизбежность тектонического контроля за размещением основных каналов стока. В-третьих, формирование на рубеже плиоцена и плейстоцена Прибайкальского высокогорья привело к созданию наклона топографической поверхности на юг и юго-восток. В-четвертых, одновременно с байкальскими происходил рост горных хребтов в соседних районах Монголии. В-пятых, Селенгинский район оставался вне досягаемости горного оледенения, захватившего Хамар-Дабан и Хангай. В-шестых, образованием (или резким углублением) впадины оз. Байкал была начата «централизация» речного стока по периферии озера, расширение его бассейна.

Значение всех этих факторов представляется нам бесспорным, но количественные их соотношения пока совершенно неизвестны. Однако контуры современной долинной сети Селенгинского района со всей очевидностью указывают, что в конечном счете победа досталась Байкалу, централизовавшему речной сток в свою пользу, несмотря на отгороженность горными хребтами и господство в Забайкалье северо-восточных структурных и орографических линий. Этот сток в Байкал в настоящее время осуществляется всей сложной веерообразной речной системой Селенгинского района по узкой поперечной и почти лишенной террас долине Селенги на отрезке Улан-Удэ — Татаурово. Следовательно, ломка и последующая централизация речной системы рассматриваемой области — явление позднейшее, вероятно ранне- или средне-четвертичное. Иного объяснения им, кажется, дать нельзя. Но при этом все же остается нерешенным вопрос о том, какова была долинная сеть до стягивания ее в Байкал.

Весьма примечательно, что мезо-кайнозойские депрессии Забайкалья сыграли наименьшую роль в фиксации современной долины

р. Селенги. Последняя по-настоящему использует, но и то лишь на коротком отрезке, только впадину Итанцы перед самым выходом на свою дельту. На остальном протяжении Селенга заходит в межгорные впадины как бы «по пути», пересекая их по кратчайшему направлению или отрезая от них узкие сегменты. Все прочие крупные долины, главным образом правых притоков Селенги — Чикоя, Хилка, Уды, имеют лучшую связь с мезо-кайнозойскими прогибами, а местами вполне подчинены последним. Лишь в самых низовьях Хилок и Чикой, аналогично Селенге, сделав крутой изгиб, устремляются прямо на

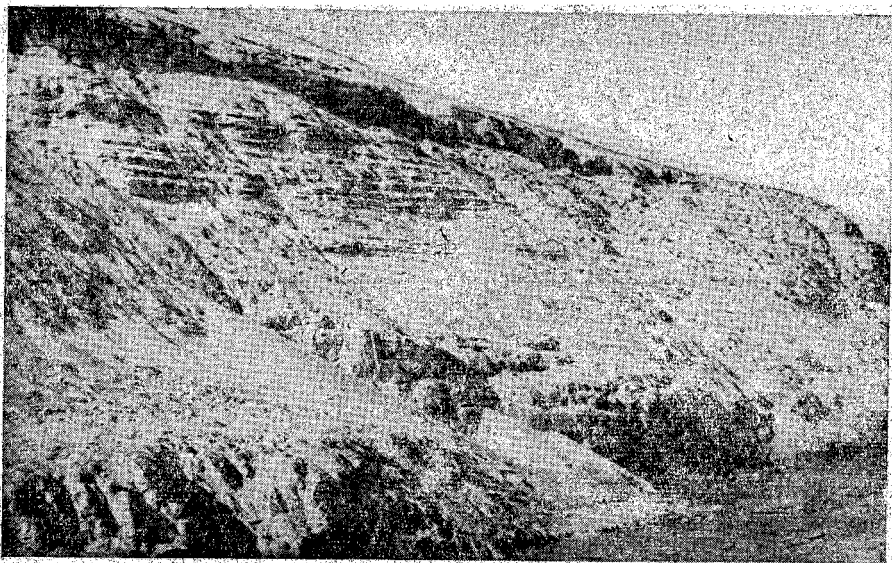


Рис. 112. Плейстоценовые параллельнослойные пески Хилокской впадины. Фото Н. А. Логачева

север, образуя без всякой видимой причины долины прорыва. Но отсюда следует, что «стягивание» Байкалом речного стока имело характер усиленных поисков кратчайшего к нему пути самими реками. Составной, так сказать искусственный, характер долин Селенги и низовьев ее крупнейших притоков не подлежит сомнению.

Есть и другие факты, могущие пролить свет на происхождение долинной сети Селенгинского района. Это, с одной стороны, эпигенетический характер крупных отрезков многих продольных долин, в первую очередь самой Селенги на отрезке Селендума—Улан-Удэ, а также Хилка, Чикоя, Уды и Джиды. С другой — это средоточие, повышенная «плотность» мезо-кайнозойских впадин в рассматриваемом районе¹ и соответственно огромное развитие в нем мощных антропогенных песков. Намечается два особенно крупных района распространения этих песков, где господствуют древние и молодые формы развевания: окрестности Улан-Удэ и Заиграево, где пески приурочены к южному борту Иволгино-Удинской мезозойской впадины, и крупная, словно

¹ Эта черта Селенгинского района — огромное развитие впадин и известная «подавленность» хребтов в смысле как ширины, так и высоты последних — позволила объединить большую часть Селенгинской Даурии и все Витимское плоскогорье рамками общего тектоно-морфологического понятия «Витимо-Селенгинского мезо-кайнозойского синклинария» (Флоренсов, 1948).

утонувшая в песках площадь между параллельными меридиональными отрезками рек Селенги, Чикоя и Хилка (рис. 112). Совершенно ясно, что обе эти площади — антропогенные прогибы, бывшие бассейнами накопления песков (речных, местами озерных, возможно, и флювиогляциальных). Мощность песков достигает и местами даже превосходит 100 м. Если учесть, что сложенная песками правая терраса р. Селенги около Улан-Удэ поднимается на высоту до 80 м, то уровень древнего накопления, существовавший до вреза Селенги в антропогенные пески, значительно перекроет (на 60—70 м) уровень низких террас в поперечном ущелье, создавшем выход этой реки к Байкалу. Так как Хамар-Дабан имеет наименьшую высоту к северу от Улан-Удэ и никакого разлома в долине Селенги на участке Улан-Удэ — Татаурово бурением не обнаружено, мы должны признать, что выход речных (а может быть, также и озерных) вод Селенгинского района к Байкалу через будущее поперечное ущелье был связан не с регрессивной эрозией одного из коротких, но почему-то особенно энергичных притоков Байкала, а с очень мощной аккумуляцией антропогенных осадков при слиянии Уды и Селенги. Уровень этой аккумуляции, по всем данным, оказался достаточным для «перелива» вод в Байкал через низкий гребень Хамар-Дабана¹.

В других районах (Кяхтинском и др.) очень мощная аккумуляция антропогенных песков привела, в общем, к тому же результату — оставлению удобных для размыва путей северо-восточного и широтного направлений и устремлению вод на север к Байкалу.

Изложенная гипотеза, как видим, дает удовлетворительное объяснение целому ряду фактов, не находивших себе места в рамках прежних геоморфологических представлений.

Другая из указанных особенностей долинного рельефа описываемого района — сравнительно слабая связь речных артерий с мезо-кайнозойскими впадинами. Это свойство выражено в эпигенетическом характере отрезков продольных долин, образующих ущелья в стороне от соседних впадин, обычно к югу и юго-востоку от них. В результате между современными долинами и межгорными впадинами («древними долинами» В. А. Обручева) сохраняются отчлененные от главного хребта горные массивы, иногда высокие и протяженные. Таковы Моностойский хребет, отчлененный Селенгой от основной массы хребта Цаган-Дабан, Ганзуринский кряж, гора Тологой (рис. 113) и др.

Объяснение этим фактам пытались дать многие исследователи; автор предложил для той же цели гипотезу неотектонической деформации земной поверхности, при которой реки, скользящие к юго-востоку независимо от правила Бэра, со временем попадали на линии продольных разломов и, фиксируясь ими, создавали продольные ущелья в поднимающихся хребтах (Флоренсов, 1948).

Глубина современных эпигенетических ущелий достигает 300 м, что на 100—120 м превосходит высоту наиболее древних террас на склонах хребтов (район оз. Гусино и др.). Эта глубина вполне сравнима с масштабом эрозионной прорези р. Селенгой хребта Хамар-Дабан и, следовательно, также могла быть достигнута в течение антропогенного периода. Во всяком случае нет никаких причин, из-за которых следовало бы отказаться от изложенной точки зрения и предпочесть ей другие (например, искусственную гипотезу о выработке продольных эрозионных ущелий путем перехвата рек, лежащих на общем простирании). Выбирая ту или иную гипотезу, необходимо иметь

¹ Пониженность гребня хребта в этом месте может быть сама поставлена в связь с наличием крупного антропогенного прогиба при слиянии Селенги и Уды.

в виду, что своеобразная эпигения продольных долин Селенгинского района — явление региональное, свойственное всему Забайкалью и, следовательно, вызвавшие эту эпигению причины связаны с очень широким и, несомненно, тектоническим процессом.

Поскольку при детальном изучении отдельных отрезков эпигенетической долины р. Селенги действительно удалось обнаружить их связь с разломами или просто зонами повышенной трещиноватости, изложенная гипотеза получила важное подкрепление. Таким образом, горизонтальное смещение продольных рек за пределы межгорных впа-

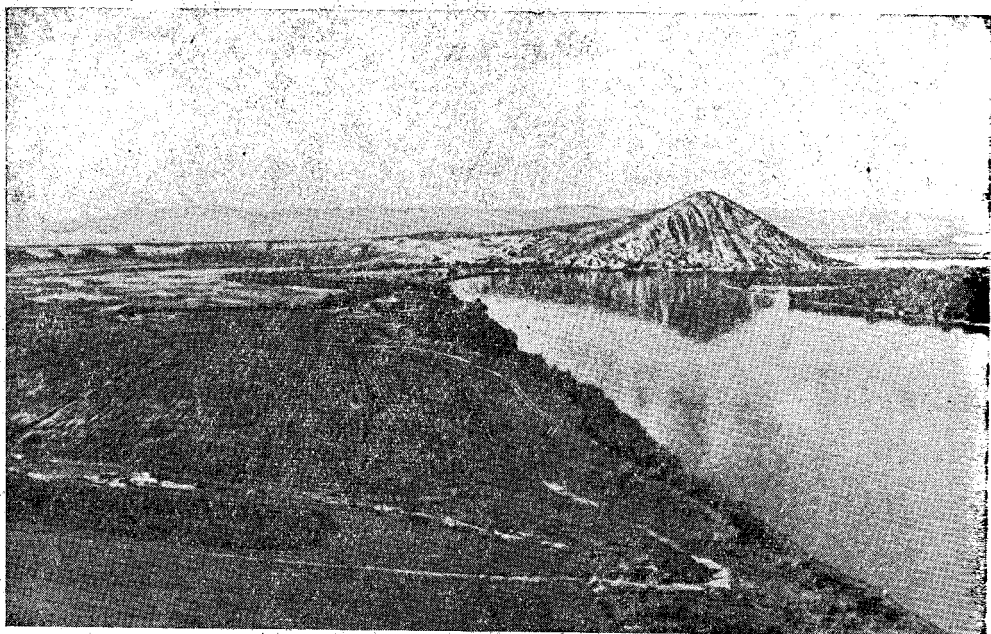


Рис. 113. Гора Тологой и прислоненная к ней 30-метровая терраса. Вдали виден хребет Улан-Бургасы.
Фото Н. А. Логачева

дин, по мнению Н. А. Флоренсова, связано с широким процессом коробления фундамента¹, ведущего к постепенному смещению зон размыва и аккумуляции осадков; напротив, фиксация отдельных частей долин, превращенных в современные эпигенетические отрезки, связана с продольными разломами, игравшими (и продолжающими играть) роль «уловителей» речных русел. В самых общих словах — это и есть непосредственное геоморфологическое выражение древней структуры и молодых движений кристаллического фундамента Забайкалья.

С изложенной точки зрения современная долинная сеть в ряде случаев должна не совпадать со своей предшественницей — неогеновой сетью. Поиски фрагментов последней, как нам кажется, во многом должны использовать опыт геоморфологических исследований С. Г. Мирчинк и А. И. Григорьевой в западной части Витимского плоскогорья. При этом особое внимание нужно уделять седловинным понижениям на поперечных горных отрогах, расположенных несколько в стороне, но обычно рядом с действующими долинами. Подобных случаев много

¹ Этот процесс заключается в преимущественной миграции прогибов с северо-запада на юго-восток — тенденции, унаследованной от мезозойского времени.

в бассейне и самой Селенги и ее крупных притоков. В отдельных местах в основании плейстоценовых песков, заполняющих эти седловины, уже найдены третичная кора выветривания или третичный аллювий. Наблюдения такого рода крайне важны в деле поисков погребенных россыпей.

В рельефе Селенгинского района местами очень ярко выступают следы реликтовых ландшафтов — озерных, вулканических и др., а также различные морфологические образования, связанные с современной физико-географической обстановкой. Что касается озер, занимающих своеобразное «водораздельное» положение, таких, как Еравнинские, Гусиное, Большое и Малое Белое, то все они связаны с мезо-кайнозойскими впадинами и находятся на низких внутривпадинных водоразделах именно потому, что избежали речного дренажа, обгоняющего современное, очень медленное прогибание дна межгорных котловин. Третичные вулканические постройки уже сильно денудированы и выступают среди осадочных отложений в виде «твердышей». Глубокий денудационный срез обуславливает массовое распространение на водоразделах останцов выветривания — преимущественно гранитных («столбы», «кекуры»).

В литературе давно обсуждается вопрос о возможном проникновении или влиянии на рассматриваемую территорию древних ледников. Несомненно, никаких плейстоценовых ледников здесь не существовало, но действие талых ледниковых вод было очень значительным и, вероятно, длительным. Возможно, как уже и раньше предполагалось, что мощные плейстоценовые пески и супеси с мамонтовой фауной представляют собой своеобразные задрры. Но к последним никоим образом нельзя причислить каменистые (щебнистые и галечные) покатоности и площадки по краям некоторых межгорных впадин, например к северо-западу от оз. Гусиного, как это делал И. И. Трофимов. Однообразные, усеянные обломками поверхности такого рода, обладающие чертами полупустыни, — следствие современных суровых климатических условий, главным образом холодной бесснежной зимы. Отсюда широко распространенное явление «вымораживания» обломков горных пород, их беспорядочное или полосовидное скопление на поверхности. Особенно сильно этому процессу подвержены отложения пролювия и древнего аллювия, как это выяснилось, по нашим наблюдениям, в свежих дорожных выемках.

Формы «вечной» мерзлоты существенной роли в рельефе Селенгинского района не играют. Зато местами, особенно на площади мощных плейстоценовых песков, широко распространены явления дефляции, причем аккумулятивный эоловый рельеф в естественном виде почти повсюду закреплен сосновыми борами. Современное развевание, образование котловин выдувания, отдельных барханов и их групп — следствие нерациональной распашки или вырубki леса. На гранитных «столбах» и кекурах водоразделов нередки эффектные формы эоловой корразии — ниши, каменные кружева и т. д.

Заканчивая обзор основных геоморфологических районов Бурятии, отметим в виде итога следующие главные положения.

1. В современном рельефе территории Бурятии очень ярко выражены, с одной стороны, главнейшие черты строения древнего домезозойского фундамента, а с другой — неравномерность неотектонических движений. На этом фоне возникла масса частных особенностей и форм, связанных со структурно-литологическими свойствами древних толщ.

2. Рельеф Бурятии — образование весьма молодое, сложившееся в основных чертах в плиоцене и продолжающее свой активный рост в современную эпоху.

3. В соответствии с устройством рельефа, обусловленным новейшими тектоническими движениями, роль эрозионных процессов весьма неодинакова в разных частях горной страны. На склонах высокогорных хребтов Прибайкалья они идут бурно, свежие эрозионные надрезы многочисленны и весьма глубоки, но формы древнеледниковой денудации и аккумуляции еще сохраняются на больших площадях. На остальной площади реки в основном перебивают и переотлагают долинные наносы, интенсивно формируя и преобразуя свои поймы.

4. Большая часть объемов каменных масс вынесена из современных долин в короткие, относительно влажные стадии (эпохи?) ледникового периода.

5. Южные районы Бурятии находятся под влиянием сухого холодного климата, обеспечивающего сохранение, а местами и развитие своеобразного полупустынного «гобийского» ландшафта.

6. Большая часть современной эрозионной системы контролируется в настоящее время Байкалом. Именно Байкал для территории как Бурятии, так и всей Восточной Сибири является природным центром, оказывающим могущественное влияние на современный рельефообразующий процесс.

7. Дальнейшее изучение рельефа Бурятии позволит вскрыть ряд новых закономерностей, знание которых крайне важно для всех видов капитального строительства и поисков полезных ископаемых, в первую очередь россыпных.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Древнейший этап геологической истории Бурятии, оставивший на ее территории свои несомненные вещественные следы, относится к архейской эре. По региональной стратиграфической схеме, предложенной Н. В. Фроловой, на площади Бурятии выходят на поверхность только верхнеархейские образования.

В разрезе архея Бурятии, как, впрочем, и в других районах Восточной Сибири, преобладают парапороды (гнейсы и сланцы) высоких ступеней метаморфизма, присутствуют в обилии метаэффузивы и преимущественно в верхней части разреза (в учуро-слюдянской серии по названной схеме) глубокоизмененные карбонатные породы — диопсидовые сланцы, кальцифиры, мраморы. Нигде не удалось констатировать ни внутренних несогласий и перерывов, ни достоверных первичных фациальных изменений в составе слоев архея. Мощные горизонты кварцитов, столь характерных для низов архейского разреза Алдана, здесь отсутствуют. Мощность архейской серии очень велика (видимая около 10 000 м).

О палеогеографической обстановке накопления архейских толщ, естественно, имеются только предположения, основанные на признании особого, не повторявшегося в последующие эры термодинамического режима (В. И. Вернадский), развитые затем в ряде работ Н. В. Фроловой. Обилие рассеянного в породах архея графита, совершенная стратификация разреза, мощные и выдержанные горизонты мраморов и некоторые другие факты убедительно свидетельствуют о действии в архее Бурятии, во-первых, механизма седиментации, сходного с механизмом седиментации в последующие эры, во-вторых, о наличии в то далекое время органической жизни, хотя и в неизвестных нам формах.

Последовавшие за отложением архейских осадков складкообразование, региональный метаморфизм, мигматизация и магматизация были очень мощными, глубинными повсеместными процессами, выраженными в своем первичном виде особенно ярко и непосредственно в архейских толщах соседних районов Иркутской области. Будучи сопоставлены с фактами, известными в этих районах, данные о структуре архейских толщ Бурятии показывают, что план складчатых деформаций, происходивших здесь в конце архейской эры, был строго упорядоченным и зависимым от каких-то еще более ранних (доархейских) структур земной коры или, возможно, даже от строения подкорового субстрата. Именно им, неизвестным в своей внутренней сущности, но реальным древнейшим структурам восточносибирского сектора будущей Северной Азии, обязаны своим появлением «саянское» — северо-западное и «байкальское» — северо-восточное простирания складок архея, связанные друг с другом широтным коленом на месте современного Хамар-Дабана и неизменно, хотя и с известными отклонениями, повторявшиеся в Восточной Сибири во всех последующих тектонических циклах вплоть до неоген-антропогенного.

Самые ранние стадии последующего, протерозойского этапа геологического развития значительно более определены. Сущность их

заклучалась в появлении первых платформ и первых геосинклиналей в понимании этих терминов А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским, а механизм образования тех и других соответствовал предварительному «обрушению» (по Г. Штилле, 1949) и регенерации отдельных блоков (зон), вырезанных сверхглубокими разломами из архейской структуры (Шейнманн, 1960). По мнению Л. И. Салопа, в это время образовались глыбы архея — Байкальская, Северо-Муйская и Южно-Муйская, Амалатская, а в западных районах территории Бурятии, по данным С. В. Обручева, — Хамар-Дабанская, Хонголдойская, Шумакская, Гарганская и другие глыбы в Восточном Саяне. Прямолинейно-угловатые края некоторых из этих «глыб» в их современном виде действительно говорят об их ограничении разломами, но в других глыбах (например, Хамар-Дабанской) характер ограничений менее отчетлив (возможно, в связи с менее детальными съемками) и допускает иные толкования, например в духе валобразных поднятий гнейсового цоколя, на который налегают толщи нижнего комплекса протерозоя (дейтерогея, по Г. Штилле). По сумме наблюдений можно все же считать, что дифференциация рельефа наружной поверхности архейского цоколя имела характер не только обрушений с «выламыванием» угловато очерченных блоков архейского фундамента, подобных Северо-Муйской «глыбе», но и активных поднятий, т. е. говорить о наличии в конце архея — начале протерозоя вертикальных движений, дифференцированных по знаку. Но общая картина при таком предположении не меняется: вблизи и вокруг морфологически выраженных тектонических выступов архея и в связи с их образованием стали формироваться самые ранние из известных нам геосинклиналей — нижнепротерозойские.

Протерозойская эра явилась не только началом, но кульминацией геосинклинального развития земной коры на рассматриваемой площади, в этом смысле правильно отнесенной в свое время Черским, Зюссом и Обручевым к «древнему темени Азии». Именно к протерозойским образованиям Восточного Саяна, Прибайкалья, Витимского плоскогорья и Юго-Западного Забайкалья, и только к ним, в полной мере относятся признаки и особенности, характеризующие типичный геосинклинальный режим — громадные мощности морских мелководных отложений, их высокий, но неравномерный метаморфизм, гипербазитовые и офиолитовые пояса, крайняя напряженность тектонических линейно-складчатых структур, многоактный магматизм. Типичными формациями протерозоя Бурятии являются терригенно-сланцевая, спилито-кератофировая, карбонатная, молассовая и др. Сложные крупные антиклинории с их гранитными ядрами и не менее сложные синклинории, частично примыкающие к краям архейских массивов и несущие гипербазитовые пояса, показывают, что завершение протерозойских тектоно-магматических циклов отвечало геосинклинальному ходу развития во всех основных его чертах, включая инверсию.

Для обоих главных этапов в истории протерозоя Бурятии — раннего (нижнего) и позднего (верхнего) — возможно подразделение ее территории на миогеосинклинальный — внешний и эвгеосинклинальный — внутренний пояса; для среднепротерозойского этапа и соответствующего ему комплекса отложений выявить эти пояса пока очень трудно.

Миогеосинклинальный пояс нижнепротерозойского этапа располагался в Северо-Байкальском нагорье, в основном за пределами Бурятии, занимал Восточный Саян и, возможно, Хамар-Дабан; остальная, большая территория страны развивалась по эвгеосинклинальному типу. Этот этап завершился интенсивной линейной складчатостью и мощным синорогенным гранитоидным магматизмом.

В среднем протерозое¹ на севере Бурятии развивались отдельные прогибы (Байкало-Патомский краевой, Сыннырский и Падринский внутренние, по Л. И. Салопу), в которых отчасти в подводных, отчасти в наземных условиях шло накопление очень мощных осадочно-вулканогенных отложений, завершившихся складчатостью и магматизмом, тесно связанным с предшествующими вулканическими излияниями в прогибах.

В верхнем протерозое (синии, рифее?) рассматриваемая территория снова пережила мощный геосинклинальный цикл, в течение которого вновь существовали внешний и внутренний пояса, разделенные зоной крупных поднятий. Первый из них располагался в Восточном Саяне, возможно, в Хамар-Дабане и Морском хребте, а также по самой северной окраине Бурятии, охватывая выпуклой к югу дугой краевой прогиб верхнепротерозойской Сибирской платформы. Остальная, значительно большая часть рассматриваемой территории входила в эвгеосинклинальный пояс байкалид, внутреннее строение которого с самого начала верхнего протерозоя осложнилось наличием, кроме древних архейских массивов, также новообразованных нижнепротерозойских «глыб». Здесь внутри отдельных, довольно четко обособленных структурно-фациальных зон накапливались очень мощные (до 11 км) осадочно-вулканогенные толщи. Последующая складчатость, синорогенные гранитные интрузии и различный по интенсивности и типу метаморфизм (от зеленосланцевой и филлитовой до гнейсовой стадии) с особой отчетливостью проявились в миогеосинклинальном поясе и по внешнему краю эвгеосинклинального пояса байкалид; здесь имеются кое-где несомненные доказательства завершения геосинклинального цикла в виде слабо дислоцированных базальных слоев нижнего кембрия.

Судить о характере границы между протерозоем (синием, рифеем) и ранним палеозоем в пределах всей Бурятии в настоящее время еще очень трудно. Достоверно установлено, что низы нижнего кембрия в Туве, на севере Бурятии и в Западном Прибайкалье (Иркутская область) лежат с размывом и несогласием на протерозойских образованиях, что позволяет говорить о начале нового — каледонского — седиментационно-тектонического цикла. В более внутренних (южных) частях Бурятии такие наблюдения отсутствуют, так как под фаунистически охарактеризованным ленским ярусом нижнего кембрия располагается весьма мощная палеонтологически немая терригенно-вулканогенная толща, которая подстилает ленские слои вполне согласно и существенно не отличается от них степенью метаморфизма. На этом (только на этом) основании они причисляются к кембрию, а именно к алданскому ярусу нижнего кембрия. Нижний контакт этой толщи с более древними толщами еще нигде не наблюдался с достаточной достоверностью. Поэтому остается не вполне ясным, входят ли в эту нижнюю толщу также отложения позднего протерозоя или же это только нижний кембрий. Если принять последнюю, наиболее популярную среди геологов в настоящее время точку зрения, то придется признать огромную, достигающую местами 8—10 км мощность нижнего кембрия и сравнительно небольшую (всего 2—3 км) мощность прочих подразделений кембрийской системы, т. е. признать, что каледонский седиментационный цикл в Бурятии был резко урезан в своей второй половине и весьма гипертрофирован в первой. С точки зрения общего хода геотектонического процесса это явление вполне соответствует представлениям о сущности байкалид Н. С. Шатского, уже давно

¹ Средний протерозой как комплекс отложений выделен только в некоторых (северных) районах Бурятии. Поэтому рассмотрение среднего протерозоя как стадии развития для всей территории неосуществимо (см. главу «Стратиграфия»).

(1932) указавшего, что геосинклинальное развитие Прибайкалья завершилось в самом конце протерозоя или в самом начале палеозоя (в нижнем кембрии).

Исходя из этих представлений, Н. А. Флоренсов (1954а) предложил объединить верхнепротерозойские и нижнекембрийские образования Прибайкалья в единый структурно-фациальный комплекс байкалид, но это предложение не встретило особого сочувствия со стороны геологов, в главной своей массе примыкающих к идеям Е. В. Павловского о самостоятельном значении каледонского этапа в развитии тектонической структуры Прибайкалья и Забайкалья. Действительно, в последние годы накапливается все больше фактов, подкрепляющих взгляды Е. В. Павловского, но окончательно этот сложный вопрос все же пока не решен. Единственный путь к преодолению существующих неясностей — обнаружение фауны в осадках, пока только условно относимых к алданскому ярусу нижнего кембрия, и определение их точных взаимоотношений с подстилающими отложениями протерозоя.

Как ни сложен обсуждаемый вопрос, все же то или иное его решение ничего не меняет в общем понимании палеотектонического и палеогеографического развития территории Бурятии. При всех возможных вариантах решения его (наличие повсеместного регионального несогласия между протерозоем и нижним кембрием, отсутствие такого несогласия и, наконец, узко локальный характер последнего) общая картина этого развития существенно не меняется в том отношении, что, во-первых, геосинклинальный режим на территории Бурятии достиг наивысшего уровня в конце протерозоя, а в начале кембрия начался его спад и что, во-вторых, распределение внутренних геосинклинальных зон и срединных масс в позднем протерозое и раннем кембрии было, в общем, одинаковым, т. е. наследовалось и во времени и в пространстве. Одним из важных признаков завершения именно в кембрии (а не раньше) геосинклинального ряда протерозойд служит почти повсеместно повышенная щелочность кембрийских гранитоидов.

Таким образом, признав относительную самостоятельность каледонского цикла в становлении структуры территории Бурятии, отнюдь нельзя полностью отвергать идеи Н. С. Шатского об объеме и значении байкалид, так как на главной линии тектонического развития Прибайкалья байкалиды сохраняют свое ведущее место и на современном уровне знаний.

Не подлежит сомнению, что в самом начале кембрия территория современной Бурятии отделялась от эпиконтинентального и эпиплатформенного морского бассейна, покрывавшего Сибирскую платформу, промежуточной дугой с относительно устойчивой орографией и ландшафтами, медленно меняющимися в сторону выравнивания. Роль разломов в оконтуривании межгорных впадин была очень велика как на первых, так и на заключительных этапах каледонского цикла и относительно слаба в ленское время. Соответственно режиму разрывной тектоники и, вероятно, параллельно шедших пластических деформаций каледонский цикл начался и завершился накоплением моласс, а его кульминация — развитие в ленское время плоских обширных прогибов, завершившееся на юге и юго-востоке интенсивной, а на северо-западе переходной (парагеосинклинальной) складчатостью, а также разнообразным гранитоидным магматизмом, — обусловила накопление песчано-сланцевой, спилито-кератофировой и карбонатной рифогенной формаций.

С самого начала кембрия на территории будущей Бурятии явно обозначились своеобразный внешний пояс, в который вошли раннекембрийские прогибы и впадины юго-восточной части Восточного Саяна.

бассейнов рек Холодной и Верхней Ангары в Северном Прибайкалье, а также бассейнов рек Бирамы и Витима (периферия Муйской архейской глыбы), и внутренний, эвгеосинклиальный пояс (Джида-Удино-Витимский). Этот внутренний пояс, по всем данным, замыкался где-то поблизости от современного поворота р. Витима на север и, напротив, расширялся и углублялся на юго-запад и юг, где мощности нижнекембрийских отложений достигли максимальных величин (от 8000 до 11 000 м, у разных авторов). Соответственным образом, т. е. с северо-востока на юго-запад, шло и отмирание кембрийской эвгеосинклинали, что находит естественное объяснение в более длительном существовании на западе (Западный Саян, западная часть Восточного Саяна, северо-западная часть МНР) бассейнов нижнепалеозойского накопления, более полном разрезе нижнего палеозоя и большей напряженности линейно-складчатой каледонской структуры.

Последующие геологические события на территории Бурятии протекали под отдаленным влиянием бурной средне- и верхнепалеозойской истории Центрального Забайкалья и Монголии, где девонские, каменноугольные и пермские отложения формировались и претерпевали сложные преобразования в условиях, близких или тождественных геосинклиальным.

На территории Бурятии нет достоверных (см. главу «Стратиграфия») следов девонского осадконакопления, но в Центральном и Восточном Забайкалье в девоне господствовал морской геосинклиальный режим, а в северных, лежащих за пределами Бурятии районах Восточного Саяна отлагались лагунные красноцветные осадки. По-видимому, на рассматриваемой территории в это время существовало своего рода «молодое темя» — область преимущественного размыва и лишь весьма эфемерного неустойчивого накопления.

Каменноугольный период был в смежном с Бурятией Центральном и Восточном Забайкалье периодом завершения герцинского геосинклиального цикла, интенсивной складчатости и крупных гранитоидных интрузий, которые датируются нижним — средним карбоном. Поэтому возможность проникновения герцинских гранитных магм на территорию Бурятии, в особенности в ее южные и юго-восточные окраины, вряд ли может оспариваться. Что же касается слоистых толщ, то они, быть может, накапливались здесь у южных склонов будущего Хамар-Дабана в виде тех сланцево-кремнистых и туфо-эффузивных образований, которые обнажаются обрывками в Боргойском хребте. Однако этот вопрос остается пока совершенно открытым и подлежит окончательному разрешению только в будущем. Следы континентальных каменноугольных отложений, отмеченные С. Г. Мирчинк и другими исследователями в западной части Витимского плоскогорья (см. выше главу «Стратиграфия»), показывают, что в основном территория Бурятии оставалась в то время сушей; морские воды покрывали только юго-восточную ее окраину.

Пермские отложения в ближайших к Бурятии районах Читинской области лежат резко несогласно на палеозойских, точнее не определенных (возможно, герцинских) гранитоидах. Это обстоятельство свидетельствует о крупном седиментационном перерыве в среднем или верхнем карбоне, о начале нового самостоятельного вулканоседиментационного цикла.

Верхнекаменноугольный (?) и пермский морские бассейны еле касались территории Бурятии с юга, а на остальной ее площади господствовал, бесспорно, континентальный режим. Переотложенные споры пермских растений найдены в неогеновых отложениях Южно-Байкальской впадины. Других следов пермской органической жизни пока нигде

в Бурятии не найдено. Можно думать, что в пермском периоде территория южных районов Бурятии включилась в процесс своеобразного «континентально-парагеосинклинального» развития, который разыгрался с особой силой и яркостью уже в мезозое и был столь типичен для соседних областей МНР. Следы континентального (озерно-речного, болотного) верхнекаменноугольного и пермского накопления, отмеченные в смежных районах Восточного Саяна (Иркутская область) и Хангай (МНР), а также наличие туфо-вулканогенных (преимущественно основных) толщ, относимых, правда, лишь предположительно к верхнему палеозою, в смежных районах МНР, свидетельствуют о том, что на месте Бурятии в то время стала неуклонно и окончательно складываться земная кора континентального типа.

Мы не знаем, насколько самостоятельно оформлялась тектоническая структура верхнепалеозойских осадочно-эффузивных толщ. Однако вряд ли она формировалась независимо от структуры своих более поздних формационных аналогов — осадочно-вулканогенных толщ нижнего мезозоя, хотя именно этой точки зрения придерживается М. С. Нагибина. Как известно, в Восточном Забайкалье развитие структуры перми и триаса проходило по сходному типу, но при наличии крупного перерыва (весь нижний и средний триас). Прерывистость пермско-мезозойского седиментационно-эффузивного процесса в условиях древнего Прибайкальского континента не менее, если не более, вероятно. Большие мощности разрезов вулканогенно-осадочных толщ Бурятии не противоречат этому, так как известно, что накопление очень мощной эффузивной серии может происходить в сравнительно короткий срок. Хотя достоверные азимутальные и угловые несогласия между тамирской и более древними эффузивными толщами неизвестны, явления размыва в основании тамирской свиты констатированы при непосредственном наблюдении их контакта.

Мезозойская история Бурятии явилась прямой преемницей верхнепалеозойской истории в ее главном, т. е. в режиме накопления, напряженности наземно- и пресноводно-эффузивного и седиментационного процессов, в пространственном размещении продуктов накопления, извержения и вулканического выброса, ограниченной роли обломочного (главным образом крупнообломочного) материала, в общем формационном типе накоплений (наземно- и пресноводно-терригенные отложения — молассоиды и вулканиты), неравномерном распределении их по площади, в господствующей обстановке межгорных впадин и межпадинных поднятий. В Бурятии последовательно, но с перерывами накапливались тамирская свита (нижний — средний (?) триас), петропавловская свита — бывший «мелафировый комплекс» (верхний триас — нижняя юра), цаганхунтейская свита (нижняя юра), тугнуйская (удинская) свита (средняя юра), хилокская свита (верхняя юра), гусино-озерская серия (верхняя юра (?) — нижний мел), эгитинская эффузивная свита (верхний мел — палеоген?).

Рассматривая разрезы, площади распространения, соотношения перечисленных свит друг с другом и с изверженными породами, метаморфические изменения и структурные планы, нельзя не прийти к выводу о том, что в южной части Бурятии в течение почти всего мезозоя существовала и бурно, прерывисто развивалась высокоподвижная линейная зона, впервые отчетливо выделенная Ю. В. Комаровым (1959) и Н. П. Михно (1959) и действительно обладающая некоторыми чертами складчатой области. Сейчас подобные области известны и в других районах Центральной и Восточной Азии (например, в Монголии, Китае), их исторические и геотектонические особенности оживленно обсуждаются. На примере Монголо-Охотского пояса эти своеобразные

структуры («прогибы и впадины восточноазиатской группы») недавно рассмотрены в специальной работе М. С. Нагибиной. Но при этом, несмотря на громадную разницу в полноте, а также в формационном типе разрезов и в возрасте фундамента, нельзя не видеть некоторых параллелей в развитии Западно-Забайкальской (Джида-Витимской) подвижной области, расположенной в Бурятии, и Верхоянской складчатой системы, которая Ю. А. Косыгиным и И. В. Луцицким (1961) отнесена к типу эпикратонных геосинклиналей. Действительно, развитие той и другой началось и закончилось в одно и то же время (пермь—мел) на окраинах Сибирской (каледонской в узком смысле) платформы, хотя в Забайкалье тектоническое возрождение протекало в условиях континента, а в Верхоянье в условиях мелкого морского бассейна.

Тамирская свита триаса (возможно, нижнего триаса) накапливалась в условиях гористого рельефа, о чем свидетельствуют плохо отсортированные конгломераты в ее основании. В дальнейшем господствовало накопление вулканогенных отложений, прерываемое относительно спокойным отложением песчаников и сланцев, но с неизменным преобладанием в разрезе вулканических продуктов. Кислый состав последних указывает на функционирование сравнительно неглубоких разломов как понизителей внутрикорового давления, игравших также роль проводящих каналов.

В конце этапа накопления тамирской свиты происходили крупные тектонические деформации и внедрения гранитов. Однако позже произошла значительная планация рельефа и образовалась кора химического выветривания.

Следующим (а возможно, параллельным или более ранним) этапом геологической жизни Южного Забайкалья явилось накопление пестрой по химическому и петрографическому типу боргойской свиты. Однако место последней в разрезе, а следовательно, и в хронологии событий не может считаться установленным.

Более поздним этапом явилось накопление мощной петропавловской свиты, главным образом состоящей из основных эффузивов, их пирокластов и в меньшей мере кислых эффузивов, их туфов и осадочных пород, которые представлены только базальными конгломератами. Эта свита также была дислоцирована, собрана в коробчатые складки северо-восточного простирания и, ложась с размывом на тамирскую свиту и покрывающие ее граниты, сама была прорвана еще более мощными гранитами.

Обилие базальтовых и близких к ним основных лав, вошедших в состав петропавловской свиты, указывает на происходившее в это время дальнейшее углубление в земную кору разломов и, вероятно, на быструю вулканическую планацию рельефа.

Еще более поздним образованием является мощная эффузивно-пирокластическая цаганхунтейская свита, которую Ю. В. Комаров также ограничивает рамками триаса, а Н. П. Михно находит возможным отнести к нижней юре. Кислые и щелочные эффузивы и пирокластические породы этой свиты образовались после (или во время) размыва, заступившего место массового накопления основных лав и туфов петропавловской свиты и последующего внедрения в них гранитов. Плогие волнистые складки цаганхунтейских отложений в свою очередь рассечены разломами и проникнуты интрузиями кислых и щелочных гранитов.

Отчетливые вертикальные тектонические движения и горообразование, завершившие паузу перед отложением следующего, более молодого комплекса слоев (уже определенно среднеюрского возраста), ярко отра-

зились в новом цикле континентальной седиментации. В эту эпоху (возможно, верхи лейаса и безусловно доггер) в обстановке межгорных прогибов и впадин по всей южной и западной территории Бурятии накапливались в изолированных, но крупных бассейнах пролювиальные, озерно-речные и болотные осадки. В настоящее время мы находим их в самой разнообразной геоморфологической обстановке: в плоских депрессиях на Окинском плоскогорье, в резко выраженных грабеноподобных впадинах в бассейнах рек Урда-Оки и Онота (Оспы), на вершинах Тункинских гольцов, на южной окраине Усть-Селенгинской дельтовой равнины, в плоских межгорных впадинах Селенгинской Даурии, где они иногда содержат пластовые тела основных эффузивов. Местами среднеюрские осадки значительно метаморфизованы, а ископаемые угли, находящиеся в их составе, доведены до стадии каменных. Две отчетливые фации этих отложений — преимущественно конгломератовая (березовская свита) в области, тяготеющей к современному Байкалу, и угленосная (тугнуйская свита) в депрессиях Забайкалья — свидетельствуют о значительной дифференциации и зональности конседиментационной тектоники этой эпохи.

Метаморфизм, малые интрузии, значительные дислокации (складчатые и разрывные) составили содержание послесреднеюрского тектонического этапа, очень ярко выраженного и синхронного, с одной стороны, специфическим тектоно-магматическим проявлениям Алдана, а с другой — «полугеосинклиальной» юрской складчатости и гранитному магматизму Восточного Забайкалья. Таким образом, тектонические движения конца средней или начала верхней юры оказались принципиально важным рубежом в становлении структуры Бурятии.

Новым этапом явилось накопление верхнеюрской эффузивно-осадочной толщи (хилокской свиты), формационный облик которой существенно не отличается от формационного облика более древних мезозойских свит, но все же свидетельствует об определенном снижении уровня тектонической активности и интенсивности гипабиссального вулканизма (граносиенитового и диоритового ряда). Это подтверждается наличием сравнительно пологих и плавных складок хилокской свиты, а также исключительно трещинным и субвулканическим характером магматических тел, секущих отложения верхней юры.

С мезозойским, по-видимому домеловым, магматизмом были связаны вынос и концентрация целой группы рудных элементов и минералов (молибдена, вольфрама, олова, золота, полиметаллов и др.).

Накопление мощной фациально изменчивой гусиноозерской буроглиносной серии, слабо и неравномерно дислоцированной и почти повсеместно приуроченной к депрессиям современного рельефа, ознаменовало собой при широком, но локальном распространении ее осадков дальнейшее снижение уровня тектонической активности Забайкалья при сохранении, однако, прежней линии развития. Эти осадки не прорывали севернее современной южной границы Прибайкальского высокогорного пояса, которая служила, по-видимому, их естественным рубежом в каком-то ином, чем ныне, палеогеографическом выражении. Зато они еще шире и полнее распространялись южнее и восточнее — в Читинскую область, в Монгольскую Народную Республику и Китай.

Современные данные позволяют считать (как, впрочем, это предполагалось и прежде), что гусиноозерская серия имеет в основном нижнемеловой возраст и что, быть может, только нижние ее горизонты принадлежат верхам верхней юры. В эту эпоху (по мнению палеонтологов, до альба включительно) накапливались громадные растительные массы для будущих бурых углей. Рельеф страны сохранял гористый характер, о чем свидетельствует характер и распределение фаций

гусиноозерских отложений. К концу цикла осадконакопления этот рельеф был, по-видимому, существенно пенепленизирован, но и на этот раз не наступило полного тектонического затишья. Уже в процессе накопления осадков гусиноозерской серии происходили не только плавные тектонические движения, но и отдельные резкие их импульсы, достигшие в конце (?) нижнего мела особой силы и выразительности. Ими было осложнено и подчеркнуто мульдообразное строение бассейнов накопления, созданы пологие внутренние мульдо- и куполообразные изгибы слоев, зоны локального смятия, сбросы и надвиги, местами довольно пологие. Еще раз в земной коре имела место вспышка магмообразования, породившего серии многочисленных даек лампрофиров, бостонитов, сиенит-порфиров и их отщепления — кварцевые и кварцево-флюоритовые жилы.

Кое-где в южных районах Бурятии на осадках гусиноозерской серии с размывом и несогласием лежат грубообломочные осадки сотниковской свиты, возраст которой остается проблематическим, а фациальный состав соответствует обстановке горных поднятий — конусов выноса и пролювиальных плащей. Локальное и, в общем, весьма ограниченное распространение сотниковских конгломератов близ современных горных подножий, вдоль линейных зон мезозойских разломов, показывает, что и эти (предположительно верхнемеловые или палеогеновые) толщи были обязаны своим возникновением местным и частным подвижкам по старым тектоническим швам. Отложения сотниковской свиты не метаморфизованы и лишь местами несут следы воздействия кремнистых гидротерм.

Плоскостное залегание сотниковской свиты характеризует следующую звено в угасающей, но все еще типично мезозойской по общей линии развития тектонической активности Селенгинской Даурии.

В фациальном и формационном отношении к сотниковской свите близка, но не тождественна ей мухейская свита предположительно палеогенового возраста и глинисто-песчано-гравийные осадки, вскрытые глубоким бурением в дельте р. Селенги. В настоящее время нельзя решить, принадлежат ли они конечным стадиям длительного и прерывистого цикла накопления, проходящего красной нитью через весь мезозой Забайкалья, или относятся к началу нового, неоген-антропогенового всемирного цикла. Этот вопрос могло бы решить точное определение возраста коры глубокого химического выветривания, имевшей в Прибайкалье и Забайкалье значительное распространение. Многочисленные следы этой коры выступают главным образом в Прибайкальской полосе Иркутской области, но и то немногое, что известно о ней в Бурятии, склоняет к мысли, что древняя кора выветривания подстилает определенно олигоцен-миоценовые, а не более ранние слои. Поэтому правильнее считать, что на долю верхнего мела (возможно, только верхов верхнего мела) и низов палеогена (эоцена и палеоцена) и приходится тот крупный перерыв, обусловленный надлежащим режимом тектоники и геоморфологического процесса, который составил паузу между затянувшимся дробным мезозойским циклом и новейшим (неоген-антропогеновым) этапом тектонического развития. Действительно, на смену жаркому и влажному климату верхнего мела и низов палеогена в олигоцене пришли иные палеогеографические условия. Начиная с олигоцена мы видим прогрессивное развитие новых, менее теплолюбивых типов наземной растительности, среди которых уже малую роль играют субтропические растения, затем (в плиоцене) быстро вымирающие.

Неоген-антропогеновый этап геологической истории Бурятии протекал бурно, но с разной интенсивностью на всей ее территории. Наи-

высшей эффективности в виде максимальных градиентов амплитуд движений и контрастов рельефа, а также максимальных горизонтальных градиентов фациальной изменчивости слоев и их мощностей достигла территория, превращенная в Прибайкальский высокогорный пояс.

Начало этого нового цикла было отмечено накоплением мощной (свыше 1000 м) толщи глинистых, песчаных, местами гравийных отложений с пластами мергелей, диатомовых глин, бурых углей и лигнитов олигоцен-миоценового возраста. Подобные отложения накапливались на месте современных Тункинской, Южно-Байкальской, Баргузинской и других впадин в плоских озерных бассейнах с лесистыми заболоченными берегами. Разрез отложений свидетельствует о спокойной обстановке накопления, медленном прогибании, выдержанности фаций (за исключением угленосных). Резкого горного рельефа в Прибайкалье в то время еще не существовало, но первые прогибы возникли в местах, где затем началось бурное развитие впадин байкальского типа.

Выше по разрезу кайнозоя увеличивается роль терригенных и понижается роль биогенных составляющих разреза, появляются грубозернистые песчаники и конгломераты. Однозначно — от краев современных межгорных впадин к их центру или наоборот — нарастает изменчивость фаций. Возникает горное обрамление современного плана. Верхний плиоцен и плейстоцен протекают под знаком резкой механической дифференциации осадков в суженных областях седиментации, нарастающего похолодания климата, образования в центре межгорных впадин моховых торфяников тундрового типа, а на краях впадин — полного подавления физическим выветриванием, сносом и накоплением биогенного породообразующего процесса. В то же время на воздымающихся, еще довольно плоских горных водоразделах, а местами и внутри межгорных впадин (Тункинской, например) изливаются в виде многочисленных последовательных импульсов базальтовые лавы, слагавшие вначале целые покровы, а позже — в плейстоцене и даже в начале голоцена (?) — обособленные лавовые потоки в горных долинах (бассейны рек Оки и Джиды). Возникает область массовых базальтовых излияний в центральном плато Витимского плоскогорья и в Хамар-Дабане. Базальтовый вулканизм, первые проявления которого отмечены еще в миоцене, достигает, по-видимому, максимума в раннем плейстоцене, а затем несколько затухает. В связи с мощными горными поднятиями, а также, вероятно, более общими планетарными климатическими изменениями в течение антропогена развивалось и затем деградировало горное оледенение. Восточный Саян, Хамар-Дабан, Баргузинский и другие прибайкальские хребты испытали минимум два оледенения (или одно оледенение, состоявшее из отдельных стадий разной длительности и интенсивности, но без настоящих межледниковий, связанных с существенными потеплениями).

Таким образом, антропоген в Бурятии был ознаменован следующими главнейшими событиями в их тесном геологическом и геоморфологическом взаимодействии: 1) поднятием гор до их современных уровней и углублением межгорных впадин байкальского типа, озерных и «сухопутных», до современных уровней их кристаллического фундамента; 2) многостадийным и протекавшим в разных местах в разной геоморфологической обстановке базальтовым вулканизмом; 3) многостадийным и затем, со среднего (?) плейстоцена, постепенно сокращавшим свои размеры горным оледенением, поставившим во внутренние юные впадины Прибайкалья большие массы морейного и флювиогляциального материала, а в Селенгинскую Даурию и на Витимское плоскогорье — флювиогляциальных и песчаных отложений; 4) появлением предков мамонтовой фауны, и затем и самой мамонтовой фауны, едва

не дожившей до голоцена; 5) становлением горной тайги в северных районах Бурятии, а также сухих холодных степей монгольского типа (Боргойская степь и др.) на юге республики; 6) развитием многолетней мерзлоты, местами громадной мощности; 7) частичным, связанным с дифференцированными движениями земной коры, с ледниковыми явлениями и излиянием базальтовых лав новым переустройством долинной сети, главным образом под «организующим» влиянием гидрологического базиса оз. Байкал.

В современную эпоху все еще продолжает складываться по восходящей линии современный гористый рельеф территории республики.

С неоген-антропогенным этапом геологической истории Бурятии связано образование золотоносных и других россыпей, месторождений разнообразных строительных материалов, в том числе вулканических туфов, мирабилита, соды, лечебных грязей и целой гаммы минеральных источников, холодных и термальных.

В ходе длительной, во многом своеобразной геологической истории территории Бурятии сложились ее современная структура, геологический состав и денудационный срез, т. е. общие условия, определяющие характер размещения полезных ископаемых рудных и нерудных. Исследования в области металлогении и минерагении, ведущиеся в Бурятии в основном силами Бурятского геологического управления, ВСЕГЕИ и геологических учреждений Академии наук СССР, в настоящее время переходят от оценки этих общих условий к стремлению понять их специфические особенности, т. е. к поискам более узких и более конкретных закономерностей как геологического, так и геохимического порядка. Кое-где и кое в чем они уже намечаются.

Четыре основных момента характеризуют в первом приближении географическое расположение и структурное распределение полезных ископаемых на площади Бурятии.

1. Обилие и разнообразие магматогенных и близких к ним образований (метаморфических, метасоматических) и их довольно закономерное распределение в разных структурных зонах; минимум два (или, возможно, три) пояса разновозрастных ультрабазитов; два (каледонский и мезозойский) пояса щелочных массивов; локализованные во вполне определенных районах пегматитовые поля с различным составом пегматитов; южная провинция кислых и ультракислых малых трещинных мезозойских интрузий.

2. Полициклическое геологическое развитие территории южной и юго-восточной части Бурятии, расположенной на западной окраине полициклически развивавшегося Монголо-Охотского пояса А. Е. Ферсмана, следовательно, неоднократная глубинная перестройка верхних этажей земной коры с многофазным наложением тектонических, магматических, метаморфических и метасоматических процессов и их продуктов. При этом для Забайкалья особое значение имела мезозойская активизация (ревивация, по М. С. Нагибиной), породившая своеобразные вулканогенные и осадочные формации, тектонические структуры и магмы и создавшая тем самым металлогенические зоны с особой рудной и нерудной специализацией. Во многом разная история различных районов страны обусловила множественность минерагенических эпох, пережитых всей Бурятией, вследствие чего проблема возраста вмещающих (безрудных) толщ и вмещаемых (полезных) минеральных образований является проблемой поискового значения. В общем, степень наложенности всех геологических явлений, в том числе рудной минерализации, возрастает по мере удаления к югу от северных и северо-западных окраин Бурятии. Соответственно на севере как будто завуалирована мезозойская минерагеническая эпоха, «наложенная» на

древние эпохи и испытывавшая в свою очередь «наложение» еще более молодой кайнозойской минерагении. На юго-востоке все более возрастает роль мезозойских формаций, но подавляются следы древних минерагенических эпох.

3. Обилие на территории Бурятии разломов разного масштаба, возраста и характера, среди которых выделяются своей долговечностью Восточно-Саянская, Северо-Байкальская, Селенгино-Витимская и Муйско-Витимская группы глубинных разломов. Все они в высшей степени перспективны как потенциальные рудные зоны и заключают как слепые, так и не обнаруженные еще поверхностные рудные тела.

4. Большая структурная сложность и геологическое разнообразие ранее слабо изученного Витимского плоскогорья, южная часть которого, как выяснилось, была захвачена мезозойской, а северная — кайнозойской активизацией. Несомненно, что, кроме известных уже типов оруденения, на Витимском плоскогорье будут в скором времени обнаружены новые месторождения и новые типы полезных ископаемых и оно окажется не менее богатым рудным районом, нежели давно известный Джидинский рудный район.

Наконец, очень важным обстоятельством в данном аспекте является то, что мезозойская активизация юго-восточной части Бурятии, будучи сложным и многоактным тектоно-магматическим процессом, тем не менее не завершилась частной или полной инверсией по типу некоторых геосинклинальных областей. Так как становление мезозойских интрузивных комплексов здесь протекало на небольших глубинах (гипабиссальные и субвулканические условия), а вместе с тем Витимское плоскогорье и Юго-Западное Забайкалье не испытали крупных поднятий в кайнозое, то денудационный срез этой страны не может быть и на самом деле не является очень глубоким. Это должно было обеспечить высокую степень сохранности эндогенных месторождений, связанных с мезозойской минерагенической эпохой.

ЛИТЕРАТУРА

Арембовский И. В. 1942. Археология и проблемы изучения четвертичных отложений Прибайкалья. Тр. Иркутск. горн. ин-та, т. 3, вып. 2.

Арсентьев А. В. 1924. К вопросу о байкальской нефти. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 30, Владивосток.

Арсентьев В. П., Зилов А. А. 1959. Некоторые новые данные о гранитной интрузии хребта Мунку-Сардык (Восточный Саян). Сб. геолого-произв. информ., № 3, Бурят. геол. упр.

Арсеньев А. А. 1938. Северо-Западное Прибайкалье. Материалы по петрографии кристаллических сланцев и массивно-кристаллических пород бассейнов рек Тыи и Кувермы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., вып. 6, № 1.

Арсеньев А. А. 1940. Олекмо-Витимская горная страна. Геология правобережья р. Витима. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., вып. 27, № 7.

Арсеньев А. А., Клевицкий П. М. 1948. Геологические исследования в северо-восточной части Селенгинской Даурии. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. 1951. Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 128.

Арсеньев А. А. 1952. Олекмо-Витимо-Баргузинская горная страна. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 1.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. 1953. Магматические породы Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2.

Арсеньев А. А. 1954. Щелочные породы Восточной Сибири. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 95, вып. 2.

Арсеньев А. А. 1955. Мезозойские континентальные отложения Олекмо-Витимской горной области. Бюлл. МОИП, т. 29, отд. геол., вып. 6.

Артемьев В. Н. 1934. Западный Хамар-Дабан, р. Джиды и Цакирский золотоносный район. Тр. ЦНИГРИ, вып. 23.

Архангельская В. В. 1958. О современных взглядах на стратиграфию докембрия южной части Алданского щита. Тр. Междувед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Изд. АН СССР.

Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. АН СССР.

Афанасьев Л. М. 1946. Новые данные о гранитоидах бассейна р. Джиды. Докл. АН СССР, т. 53, № 7.

Афанасьев Л. М. 1949. Гранитоиды бассейна р. Джиды (Западное Забайкалье). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 3, сер. Вост.-Сиб. экспед., № 1.

Афанасьев Л. М. 1954. Гранитоиды бассейна р. Джиды и основные черты их металлоносности (Западное Забайкалье). Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья, т. 1. Изд. АН СССР.

Базаров Д. Б. 1961. Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Тезисы докл. на совещ. по разраб. стратигр. схем Забайкалья.

Бакшевич Г. Н. 1856. Описание р. Иркутка от Тунки до впадения в Ангару. Зап. Сиб. отд. РГО, кн. I, С.-Пб.

Беличенко В. Г., Ескин А. С. и Анисимова З. И. 1959. Стратиграфия и метаморфизм древних толщ центральной части Баргузинского хребта. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Беличенко В. Г., Чернов Ю. А., Журавлева И. Т. 1960. Стратиграфия нижнего кембрия Кыдымит-Заза-Холойского междуречья (Витимское плоскогорье). «Геология и геофизика», № 6. Изд. Сиб. отд. АН СССР.

Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А. 1961. Поздние молассы раннекаледонской геосинклинали внутренней части Байкальской горной области. Докл. АН СССР, т. 138, № 6.

Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А., 1962. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 8. Изд. АН СССР.

- Белов И. В. 1955. Кринаниты Боргойской впадины (Селенгинская Даурия). Докл. АН СССР, т. 105, № 5.
- Белов И. В. 1956а. Лимбургиты Хилокской впадины (Селенгинская Даурия). Докл. АН СССР, т. 3, № 3.
- Белов И. В. 1956б. Шшониты Боргойской впадины (Селенгинская Даурия). Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Белов И. В. 1957а. Натриевые шихлуниты Селенгинской Даурии. Докл. VII научной конференции, посвященной 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции, вып. 4. Изд. Томского ун-та.
- Белов И. В. 1957б. Перспективы промышленного использования базальтов в юго-западной части Бурят-Монгольской АССР (Тункинская система впадин). Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 3.
- Белов И. В. 1958а. Лавы джидинских вулканов. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 4.
- Белов И. В. 1958б. Основные черты вулканизма Саяно-Байкальской горной области. Тр. Первого совещ. по металлогении Зап. Забайкалья, Иркутск.
- Белов И. В. 1958в. О фациальном расчленении и химическом составе пород трахибазальтовой формации Саяно-Байкальской горной области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Белов И. В. 1959. Мезо-кайнозойские магматические формации Байкальской субплатформенной зоны. Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. минер. об-ва, вып. 1.
- Белов И. В. 1960а. Кайнозойская базальтовая формация Прибайкалья и некоторые общие вопросы химического состава основных формаций мира. «Геология и геофизика», № 3.
- Белов И. В. 1960б. Натриевый санидин из щелочных базальтоидных лав р. Бартоя (Селенгинская Даурия). Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. мин. об-ва, вып. 2.
- Белов И. В. 1962. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Автореферат диссертации.
- Белоусов В. В., Малъявкин А. А., Максимов Б. А., Тетяев М. М. 1932. Геологическая съемка в Верхнеудинском районе Забайкалья в 1930 г. Тр. Всесоюз. геологоразв. объедин., вып. 167.
- Белоусов В. В. 1954. Основные вопросы геотектоники. Гостехиздат.
- Берг Л. С. 1952. Географические зоны Советского Союза. Т. II. Географиз.
- Бесова М. В. 1933. Признаки хромо-никелевого оруденения на Джиде. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 13.
- Бесова М. В. 1939. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. В кн. «Месторождения редких и малых металлов СССР», т. I. Изд. АН СССР.
- Бибикина В. И., Верещагин Н. К. и др. 1953. Новые материалы по четвертичной фауне Забайкалья. Палеолит и неолит СССР. Материалы и исслед. по археол. СССР, вып. 39.
- Билибин Ю. А. 1947. О некоторых чертах металлогении золота. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 76, № 1.
- Богацкий В. В. 1948. О современном поднятии Восточного Саяна. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 80, вып. 5.
- Божинский А. П. 1941. Четвертичная базальтовая эффузия в долине р. Джиды Юго-Западного Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Борисов А. А. 1958. Аномалии силы тяжести горных областей. Прикладная геофизика, вып. 21. Гостехиздат.
- Борисяк А. А. 1923. Геологический очерк Сибири. Петроград.
- Борисяк А. А. 1927. Тектоника Азии. «Природа», № 4, 12.
- Бузиков И. П., Обручев С. В. 1957. Стратиграфия и тектоника докембрия Тункинских гольцов (Восточный Саян). Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 3, Улан-Удэ.
- Бузиков И. П. и Другова Г. М. 1960. Конгломераты в архее Тункинских гольцов (хребет Восточный Саян). Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9.
- Булнаев К. Б. 1959. Геологические перспективы поисков никелевых руд в Бурятии. Сб. геолог-произв. информ., № 3. Бурят. геол. упр., Улан-Удэ.
- Бутова Е. П. 1956. Литолого-фациальная характеристика угленосных отложений долины р. Тугнуя. Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 2, Улан-Удэ.
- Буянтуев Б. Р., Раднаев Г. Ш. 1957. Советская Бурят-Монголия (Экономико-географический обзор). Улан-Удэ.
- Вангенгейм Э. А. 1960. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Восточной Сибири. Автореферат канд. диссертации, М.
- Васильев В. Г., Каленов Е. Н., Карасев И. П. и др. 1957. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. Гостехиздат.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С. и др. 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л.
- Великовская Е. М. 1955. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии. Докл. АН СССР, т. 100, № 6.

Великославинский Д. А. 1957а. Краткий очерк геологического строения северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья и сопоставление геологических данных с цифрами абсолютного возраста. Тр. 4-й сесс. Комисс. по определ. абс. возраста геол. формаций. Изд. АН СССР.

Великославинский Д. А. и др. 1957б. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7.

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М. 1960. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, т. 89, сер. 2.

Верещагин В. Н. 1937. Геологические исследования в районе среднего течения р. Хилка. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 24.

Верещагин Г. Ю. 1947. Байкал. Иркутск.

Верещагин Н. К. 1954. Байкальский як из плейстоценовой фауны Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. 99, № 3.

Верещагин Н. К., Иваньев Л. Н., Кузнецов М. Ф. 1960. К истории фауны млекопитающих и стратиграфии кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Тр. Бурятск. комплекс. научн.-иссл. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 2.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. и др. 1960. О возрасте горных пород Алданского щита. «Геохимия», № 7.

Власов Н. А. 1954. Соленые озера Бурят-Монг. АССР и пути их использования. Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 1, Улан-Удэ.

Вознесенский А. В. 1905. Байкальское землетрясение 13 (26) ноября 1903 г. Изв. Постоянн. центр. сейсм. комисс., т. 2, вып. 1.

Вознесенский А. В. 1906. Землетрясение 26 июня (9 июля) 1905 г. на Танну-Ола. Изв. Постоянн. центр. сейсм. комисс., т. 2, вып. 2.

Вознесенский А. В. 1932. Сейсмичность Восточно-Сибирского края и условия капитального строительства. Тр. Первого Вост.-Сиб. краевого научно-исслед. съезда, вып. 1, геол. секция. Москва—Иркутск.

Волин А. В. 1930. Существуют ли послеюрские граниты в Селенгинской Даурии? Изв. Главн. геологоразв. упр., т. 49, № 9.

Волин А. В. 1932. К вопросу о послеюрских гранитах Юго-Западного Забайкалья и Нерчинской Даурии. Зап. Мин. об-ва, ч. 61, вып. 2.

Вологдин А. Г. 1958. О кембрии Байкальского нагорья по данным изучения его органических остатков. Докл. АН СССР, т. 121, № 4.

Гайский В. Н. 1950. Определены мощности земной коры в районе наблюдающей станции по сейсмограммам далеких землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 12 (139).

Гарифулин А. Г. 1960. Мезозойские граниты Витимского плоскогорья (Бурят. АССР). Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 2 (5), Улан-Удэ.

Геологическая карта Восточной Сибири, масштаб 1:2 500 000. Редактор Е. В. Павловский, 1949.

Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958.

Геологическое строение СССР, т. 2. Магматизм. Госгеолтехиздат, 1958.

Герасимов А. П. Оро-геологический очерк части Яблонового хребта и Витимского плоскогорья. Сб. пам. И. В. Мушкетова, С.-Пб.

Гербова В. Г. 1959. К стратиграфии четвертичных образований дельты р. Селенги. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 22.

Гессе Г. 1828. Геогностические наблюдения, произведенные во время путешествия из Иркутска через Нерчинск в Кяхту (пер. Соколова). Горн. журн., т. 1, кн. 3.

Гиммельфарб Б. М. 1958. Закономерности тектонического размещения фосфоритных месторождений в СССР. Сб. «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. 1. Изд. АН СССР.

Гладцин И. Н. 1938. Геоморфологический очерк Забайкалья. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 29.

Глоба В. А. 1958. Геоморфология и геология верховьев р. Китоя (Восточный Саян). Тр. Первого совещания по металлогении Западного Забайкалья. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, Иркутск.

Гокоев А. Г. 1932. Некоторые месторождения хризотил-асбеста в мзеевиковом поясе Китойских гольцов (Восточные Саяны). Изв. Всесоюз. геологоразв. объедин., т. 51, вып. 10.

Головачев Ф. А. 1932. Маршрутные исследования в центральной части Восточного Саяна летом 1931 г. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 63, вып. 5/6.

Головенко В. К. 1960. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Докл. АН СССР, т. 133, № 6.

Голубцова В. 1888. О тункинских лавах. Тр. С.-Петербур. об-ва естествоиспыт., т. 18.

Горшков Г. С. 1946. Об архейских интрузиях Алданской плиты. Докл. АН СССР, т. 54, № 6.

- Гречищев Е. К. 1957. К оценке современных тектонических движений берегов оз. Байкал. Тр. Океанограф. комисс. АН СССР, т. 2.
- Гречищев Е. К. 1959. К оценке ботанического метода Г. И. Галазия. Ботанический журн., т. 44, № 6.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. И. 1958. Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Громов В. И. 1960. О схеме подразделений четвертичной системы на территории СССР и за рубежом. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26.
- Гурулев С. А. 1958. О кратности четвертичного оледенения в Баргузинском хребте. Изв. Высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 2.
- Дав В. Н. 1959. Материалы к геологии и петрографии Обрубского месторождения апатита. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 8.
- Данилович В. Н. 1960а. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники Юго-Западного Забайкалья. Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 1 (IV), Улан-Удэ.
- Данилович В. Н. 1960б. О характере и природе главных тектонических разрывов в Юго-Западном Забайкалье. Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 10.
- Данилович В. Н. 1961. О локальных покровных структурах на юге Восточной Сибири. Сб. «Проблемы тектоники». Госгеолтехиздат.
- Дворкин-Самарский В. А. 1959. Провинция редкометалльных пегматитов в Северо-Байкальском нагорье. Материалы Бурят. регионального совещ. по разв. производит. сил Восточной Сибири, Улан-Удэ.
- Денъгин Ю. П. 1958. Средне- и верхнепалеозойский магматизм (Забайкалье). Геологическое строение СССР. Т. II. Магматизм.
- Дзевановский Ю. К. 1946а. Архейские граниты Алданской плиты. Докл. АН СССР, т. 54, № 3.
- Дзевановский Ю. К. 1946б. Геологическое строение и полезные ископаемые средней части бассейна р. Витима. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Дзевановский Ю. К. 1958. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. Тр. Междувед. совещания по разработ. унифид. стратигр. схем Сибири 1956 г. Изд. АН СССР.
- Дикси Ф. 1959. Великие африканские разломы. Изд-во иностр. лит.
- Дмитриев Г. А. 1960. Новые находки динозавров в Бурятии. Палеонтолог. журнал, № 1.
- Додин А. Л. 1961а. Новые данные по стратиграфии и тектонике юго-восточной части Восточного Саяна. Материалы по регион. геол. Алтае-Саянской складч. обл. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 58.
- Додин А. Л. 1961б. Основные черты геологического строения и металлогении восточной части Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Производит. силы Красноярского края». Изд. АН СССР.
- Докторович-Гребницкий С. А. 1923. Геологическая съемка в Западном Забайкалье. Изв. Геол. ком., т. 39, № 2.
- Домбровский В. В. 1940. Геология Байкало-Патомского нагорья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 26, Иркутск.
- Другова Г. М. 1957. Северная часть Хонголдойской глыбы архея Тункинских гольцов (Восточный Саян). Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 3, Улан-Удэ.
- Другова Г. М., Климов Л. В. и др. 1959. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 8.
- Думитрашко Н. В. 1948. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Байкальской горной области. Материалы по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 1. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 42.
- Думитрашко Н. В. 1952а. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. Материалы по геоморф. и палеогеогр. СССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 55, вып. 9.
- Думитрашко Н. В. 1952б. История Байкальской впадины и ее развитие в четвертичном периоде. В кн. «Материалы по четвертичному периоду СССР». Изд. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР.
- Думитрашко Н. В. 1953а. Геоморфологический очерк Байкальской горной области. Изд. АН СССР.
- Думитрашко Н. В. 1953б. Проблема происхождения Байкала. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. 28, вып. 3.
- Думитрашко Н. В. 1954а. О генезисе поверхностей выравнивания. Вопросы географии, вып. 36, Геоморфология.
- Думитрашко Н. В. 1954б. (рецензия на книгу) В. В. Ламакин «Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала». Вопросы географии, вып. 36, Геоморфология.

Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А. 1954в. Применение геоморфологических методов в сейсмотектонических исследованиях. В кн. «Проблемы прогноза землетрясений». Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152).

Елизарьев Ю. З. и Голдырев Г. С. 1958. Архейские мраморы месторождения Перевал (геологический очерк). Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 14, сер. геол.

Елизарьев Ю. З. 1959. К вопросу стратиграфического расчленения архей шарыжалгайского комплекса Юго-Западного Прибайкалья. Материалы по геол. Вост. Сибири, вып. 2. Изд. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР.

Елизарьев Ю. З. 1962. О контакте архей и протерозоя в долине р. Китоя (Восточный Саян). Сб. «Геология и петрология докембрия (общие и региональные проблемы)». Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 5.

Ескин А. С. 1958. Биотитовый авгитит Ушканьих островов (оз. Байкал). Докл. АН СССР, т. 122, № 6.

Ескин А. С., Беличенко В. Г. 1958. О палеозойских гранитах Баргузинского хребта. Докл. АН СССР, т. 119, № 1.

Еский А. С., Кузнецова А. И. и др. 1962. Спектрохимическая характеристика слюд из кристаллических пород Восточного Прибайкалья. Зап. Вост. сиб. отд. Всесоюз. мин. об-ва, № 4. Иркутск.

Жидков А. Я. 1960. Дифференцированный плутон щелочных пород в Северо-Байкальском нагорье. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 32.

Замараев С. М. 1958. Некоторые особенности мезозойского вулканизма района Боргойской впадины. Изв. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол. и геофиз., вып. 1.

Замараев С. М. 1960. Геология Боргойской впадины. Автореф. канд. диссертации. Иркутск.

Замараев С. М. 1961. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и в нижнем палеозое. «Геология и геофизика», № 11.

Звягинцев А. Е. 1931. Исследование некоторых образцов уральского и сибирского осмистого иридия. Изв. Ин-та по изуч. платины и др. благородн. металлов, вып. 8.

Зилов А. Р., Арсентьев В. П. 1958. О происхождении меланократовых гнейсов Окинского района Восточного Саяна. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 3, Иркутск.

Зилов А. Р. 1960. К вопросу о мезозойских интрузивных образованиях гранитов в центральной части Восточных Саян. Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ.

Зонов Б. В. 1951. Физико-географический очерк. В ст. «Бурят-Монгольская АССР», БСЭ, изд. 2, т. 6.

Иванов А. Х. 1953. Восточное Прикозоголье. Тр. Монгольск. комисс. АН СССР, вып. 3.

Иванов Б. А. 1940а. Взаимоотношение процессов накопления осадков и складчатости на примере Арбагарского месторождения бурого угля (Восточное Забайкалье). Сб. «Недра Сибири», Иркутск.

Иванов Б. А. 1940б. О возрасте угленосных отложений Забайкалья. «Сов. геология», № 11.

Иванов Б. А. 1941. Месторождения ископаемого угля Селенгинской Даурии. Сб. «50 лет Кяхтинского республиканского музея краевед. им. В. А. Обручева». Изд. АН СССР.

Иванов Б. А. 1947а. К геологии Иркутского бассейна. «Разведка недр», № 4.

Иванов Б. А. 1947б. Краткий очерк истории геологического развития Западного Забайкалья. Очерки по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири. Иркутск.

Иванов Б. А. 1949а. Схема геологического районирования Восточной Сибири. Изд. Вост.-Сиб. геол. упр. Иркутск.

Иванов Б. А. 1949б. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32. Иркутск.

Иваньев Л. Н. и Флоренсов Н. А. 1958. Находка остатков гиппариона в долине р. Чикоя. Тр. Вост.-Сиб. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., вып. 8.

Иваньев Л. Н. 1959. Нижняя челюсть трогонтериевого слона из кайнозойских отложений Западного Забайкалья (оз. Гусиное). Кратк. сообщ. Бурятск. компл. научно-исслед. ин-та Сиб. отд. АН СССР, № 1.

Игнатович В. И. 1959. Дайки и молибдено-вольфрамовая минерализация Первотайской интрузии мезозойских гранит-порфиров (Джидинское месторождение). Сб. геол.-произв. информ., № 3, Бур. геол. упр., Улан-Удэ.

Игнатович В. И. 1961. О структуре Джидинского рудного поля. Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 7, Улан-Удэ.

Ильина Н. С. 1944. Геология, минералогия и генезис бокситов Боксонского месторождения в Восточном Саяне. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

- Ильина Н. С. 1945 К вопросу о геотектонике Восточных Саян. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. 20, № 3—4.
- Ильина Н. С. 1958. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР.
- Казаков А. Н. и Соколов Ю. М. 1957. Геология орколиканской серии, перекрывающей нижнепротерозойские образования центральной части Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7.
- Кобеляцкий И. А. 1947а. Геологический очерк верхнего течения рек Урика и Онота. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 20, Иркутск.
- Ковригин Т. С. 1836. Замечания о геогностическом составе восточной части Саяна и отрогов его, заключающихся в верховьях рек Иркутка и Китоя, в 1835 г. «Горный журнал», ч. 3, № 9.
- Кожов М. М. 1947. Животный мир Байкала. Иркутск.
- Кожов М. М. 1950. Пресные воды Восточной Сибири. Иркутск.
- Козеренко В. Н. 1956. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд. Львовск. ун-та.
- Козубова Л. А. 1960. Гранитоиды Малханского хребта и принцип их расчленения. Материалы совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ.
- Колесников Ч. М. 1959. Стратиграфия мезозойских угленосных отложений Тугунской депрессии. Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР.
- Комаров Ю. В. 1958. Послеюрские малые интрузии верхнего течения р. Уды в Западном Забайкалье. Тр. Вост.-Сиб. фил. Сиб. отд. АН СССР, вып. 1, Геология и география. Иркутск.
- Комаров Ю. В. 1959. Мезозойский магматизм и полиметаллическое оруденение бассейна р. Уды и Удино-Витимского междуречья. Автореф. канд. диссерт., Иркутск.
- Комаров Ю. В. 1960а. Древнекиммерийский интрузивный комплекс бассейна р. Уды в Западном Забайкалье. Материалы совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ.
- Комаров Ю. В. 1960б. Схема нижнемезозойского магматизма Западно-Забайкальской подвижной зоны. Изв. Сиб. отд. АН СССР, Геол. и геофизика, № 11.
- Конев А. А. 1958а. Йолиты Сайжинского и Гулхенского плутонов щелочных и основных пород (Витимское плоскогорье). Докл. АН СССР, т. 120, № 2.
- Конев А. А., Лисий В. А. 1958б. Молодые интрузии бассейна верхнего течения р. Витима и связанная с ними рудоносность. Тр. Первого совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, Иркутск.
- Конев А. А. 1960а. Интрузии рудных перовскитовых пироксенитов в Восточном Саяне. Докл. АН СССР, т. 133, № 4.
- Конев А. А. 1960б. Щелочные и ультраосновные породы Сайжинского и Гулхенского плутонов. Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. мин. об-ва, вып. 2.
- Конев А. А. 1962. Петрография щелочных, ультраосновных и основных горных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов (Витимское плоскогорье). Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 11, Иркутск.
- Коржинский Д. С. 1935. Термодинамика и геология некоторых метаморфических реакций с выделением газовой фазы. Зап. Всеросс. мин. об-ва, т. 64, № 1.
- Коржинский Д. С. 1936. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, вып. 86.
- Коржинский Д. С. 1937. Кристаллические толщи Юго-Западного Прибайкалья. XVII Междунар. геол. конгресс, Сибирская экскурсия, вып. 1, Восточная Сибирь.
- Коржинский Д. С. 1939. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. I. Изд. АН СССР.
- Коржинский Д. С. 1940. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 61 (12).
- Коржинский Д. С. 1945. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 61, петрогр. сер., № 21.
- Коржинский Д. С. 1946. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. Изд. АН СССР.
- Коржинский Д. С. 1952. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Коржинский Д. С. 1955. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Тр. Первого Всесоюз. петрограф. совещ. Изд. АН СССР.
- Коржуев С. С. 1960. Морфоструктурные особенности рельефа Сибирской платформы и неотектоника. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. 1961. Структуры ограничения древних платформ. «Геология и геофизика», № 10.
- Котульский В. К. 1932. Геологические исследования в Витимканском золотоносном районе в 1909 г. Тр. Всесоюз. геологоразв. объедин., вып. 197.

Крашенинников Г. Ф. 1957. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд. МГУ.

Кропоткин П. А. 1867. Поездка в Окинский караул. Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. IX—X, отд. I.

Кропоткин П. А. 1873. Отчет об Олекмо-Витимской экспедиции 1866 г. Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. 5., вып. 3.

Кропоткин П. А. 1875. Общий очерк орографии Восточной Сибири. Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. 5.

Кузнецов С. С. 1960. Геология СССР. Госгеолтехиздат.

Кульчицкий А. С. 1957а. Новые данные по геологии Западного Прибайкалья. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1 (22), Иркутск.

Кульчицкий А. С. 1957б. Новые данные по стратиграфии Центрального Прибайкалья. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1 (22), Иркутск.

Куплетский Б. М. 1925. Петрографический очерк Алиберовского месторождения графита. Материалы для изучения естественных производительных сил СССР (КЕПС), № 55. Изд. АН СССР.

Куплетский Б. М. 1926. Коренное нефритовое месторождение на р. Хара-Желге в Восточном Саяне. Докл. АН СССР, сер. А.

Кушнарев И. П. 1947. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Геология и горное дело, № 16, Тр. Моск. ин-та цветн. металл. и золота.

Кей М. 1955. Геосинклинали Северной Америки. Изд. Иностр. лит.

Ладаева В. М. 1960. Нефелиновые сиениты южных районов Бурятии. Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 1 (4), Улан-Удэ.

Ладохин Н. П. 1954. О древнем оледенении Баргузинского хребта. Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 1, Улан-Удэ.

Ладохин Н. П. 1957а. О рельефе дна южной части оз. Байкал. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4.

Ладохин Н. П. 1957б. Подводные долины (каньоны) в юго-восточной части Байкала. Материалы по изуч. производит. сил Бурят. АССР, вып. 3, Улан-Удэ.

Ламакин В. В. 1935. Прошлое рельефообразования в Тункинском Прибайкалье. «Землеведение», т. 37, вып. 1.

Ламакин В. В. 1950. Геологические и климатические факторы эволюции органического мира в Байкале. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 15.

Ламакин В. В. 1952а. Об открытии третичных отложений в Баргузинской долине. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27 (2).

Ламакин В. В. 1952б. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. Географиз.

Ламакин В. В. 1953а. Байкальский тип четвертичного оледенения. Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 85, вып. 2.

Ламакин В. В. 1953б. Засечки Черского на берегах Байкала. Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 85, вып. 5.

Ламакин В. В. 1953в. О наблюдениях за признаками подвижности северо-восточного берега Байкала. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода, № 19.

Ламакин В. В. 1955а. Обручевский сброс в Байкальской впадине. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд. АН СССР.

Ламакин В. В. 1955б. Подножье Икатского хребта. Тр. Байкальск. лимнолог. станции АН СССР, т. 14.

Ламакин В. В. 1957. О развитии Байкала в четвертичном периоде. Тезисы докл. Всесоюзн. совещ. по изуч. четверт. периода.

Ламакин В. В. 1959. О стратиграфическом расчленении четвертичной системы в береговой полосе Байкала. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 32.

Ламакин В. В., Ламакин Н. В. 1930. Саяно-Джидинское нагорье. «Землеведение», т. 32, вып. 1—2.

Леонтьев Н. Ф., Мухина Л. И. и др. 1960. Новое в представлениях об орографическом строении Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4.

Логачев Н. А. 1954. Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины. Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 1, Улан-Удэ.

Логачев Н. А., Кравченко Е. В. 1955. Размещение базальтов в Тункинской впадине. Докл. АН СССР, т. 104, № 3.

Логачев Н. А. 1956. К геологии базальтов Юго-Западного Прибайкалья. Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 2, Улан-Удэ.

Логачев Н. А. 1957. О стратиграфии кайнозойских отложений межгорных впадин по данным пылецевого анализа (на примере впадин Прибайкалья). Изв. Восточных филиалов АН СССР, № 12.

Логачев Н. А. 1958а. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

- Логачев Н. А. 1958б. О происхождении четвертичных песков Прибайкалья. Изв. Сиб. отд. АН СССР, Геология и геофизика, вып. 1.
- Логачев Н. А., Абрамова Т. К. 1958. Некоторые особенности геологии кайнозойских отложений юго-восточной части Иркутского амфитеатра. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 14.
- Лодочников В. Н. 1916. Асбест в Восточном Саяне. «Рудн. вестник», т. 1, № 1.
- Лодочников В. Н. 1933. Серпентины и серпентиниты и связанные с ними петрологические вопросы. «Пробл. сов. геологии», № 5.
- Лодочников В. Н. 1936. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38.
- Лодочников В. Н. 1938. О базальтах Юго-Западного Прибайкалья. «Сов. геология», № 5.
- Лодочников В. Н. 1941а. К геологии базальтов бассейна р. Иркутта. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Лодочников В. Н. 1941б. Материалы по геологии и петрографии Ильчирско-Мондинского района. Иркутск.
- Лодочников В. Н. 1941в. Петрология Ильчирско-Мондинского района. Иркутск.
- Лопатин И. А. 1895. Дневник Витимской экспедиции 1865 г., обработанный Б. К. Поленовым. Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии, т. 28, № 1.
- Лоскутова Н. В. 1961. Базальты Тункинской системы впадин. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 16.
- Лония и физико-географический очерк оз. Байкал. 1908. Под ред. Ф. К. Дриженко. Изд. Гл. гидрогр. упр., С.-Пб.
- Лурье М. Л. 1952. Каледонский вулканизм Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Сб. «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР», тр. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат.
- Лурье М. Л. 1954. Кайнозойские базальты Восточного Саяна. «Вопросы геологии Азии», вып. 1. Изд. АН СССР.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. 1950. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана (стратиграфия и магматизм). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. 1952. Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна Джиды. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Лучицкий И. В. 1941. Материалы по стратиграфии и тектонике Центрального Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Львов А. В. 1904. Техничко-геологическое описание линии I и II участков от ст. Байкал до ст. Кулук. Постройка Кругобайкальской ж. д. Иркутск.
- Львов А. В., Кропанев Г. 1909. Краткий отчет о результатах исследования «Аршана», произведенного по поручению Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва и об-ва врачей. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 40.
- Львов А. В. 1924. Страничка из геологического прошлого средней части долины р. Иркутта в пределах от Тункинской котловины до Зыркузунского хребта. Палеогеографический этюд из истории Сибирского континента. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 46, вып. 3.
- Львов А. В. 1930. О геологических исследованиях в Тункинских и Китойских Альпах. «Сов. Азия», № 3—4 и 5—6.
- Ляхович В. В. 1955. Ультраосновные породы Средне-Витимской горной страны. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 159.
- Магницкий В. А. 1953. Основы физики Земли. Геодезиздат.
- Мазарович А. Н. 1938. Основы геологии СССР.
- Макеев И. С. 1944. Физическая география СССР, ч. 1. Рельеф СССР.
- Максимов Б. А. 1937. О залегании нижнего мела в Забайкалье. Сб. «Пробл. сов. геологии», № 3.
- Манассеин В. С. 1926. Сведения о землетрясениях в Восточной Сибири в XVII и начале XVIII столетия. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 49, вып. 2.
- Мануйлова М. М. 1960. Вулканогенные породы бассейна р. Большой Мины и их метаморфизм (Северо-Байкальское нагорье). Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9.
- Маринов Н. А. 1955. О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 г. в Западной Монголии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Маринов Н. А. 1956. Докембрийские отложения Монголии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Маринов Н. А. 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. Изд. АН СССР.
- Марков М. С. 1962. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит). Сб. «Геология и петрология докембрия (общие и региональные проблемы)». Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 5.
- Мартинсон Е. Г. 1948. Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 61, № 5.

- Мартинсон Г. Г. 1951. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья. Тр. Байкальск. лимнологич. станции, т. 13.
- Мартинсон Г. Г. 1952. Верхнемезозойские пресноводные моллюски из района Гусино озеро в Западном Забайкалье. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 83, № 1.
- Мартинсон Г. Г. 1955. О разновозрастности континентальных отложений Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Мартинсон Г. Г. 1957. Мезозойские пресноводные моллюски некоторых районов Восточной и Центральной Азии. Тр. Байкальск. лимнологич. станции, т. 15.
- Мартинсон Г. Г. 1961. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. Тр. Байкальск. лимнологич. станции АН СССР, т. 19.
- Маслов В. П. 1939. Следы четвертичного оледенения в Северо-Западном Прибайкалье. Сб.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», ч. 2. Изд. АН СССР.
- Маслов В. П. 1947. О составе кембрийских отложений Центральной Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. 1954, 1955, 1956. Вып. 1, 2, 3. Улан-Удэ.
- Меглицкий Н. Г. 1855. Отчет занятий за лето 1852 г. Горный журнал, ч. 2, № 4.
- Мейстер А. К. 1910. Средне-Витимская горная страна. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район, вып. 7.
- Мейстер А. К. 1914. Восточная окраина Ленского золотоносного района. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район, вып. 10.
- Мейстер А. К. 1932. Горная область Северо-Муйского хребта. Тр. Всесоюз. геологоразв. объедин., вып. 157.
- Минчиковский М. Я. 1913. Байкальские землетрясения 1912 г. Изв. Постоянн. центральной сейсмич. комиссии, т. 6, вып. 2.
- Миротворцев К. Н. 1934. Климат Восточно-Сибирского края. Иркутск.
- Мирчинк С. Г. 1955. К оледенению южных склонов Южно-Муйского хребта. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд. АН СССР.
- Мирчинк С. Г. 1957. К стратиграфии четвертичных отложений Ленского и Баргузинского золотоносных районов. В кн.: «Тезисы докл. Всес. междувед. совещ. по изуч. четверт. периода». Секция Вост. Сибири и Дальнего Востока.
- Мирчинк С. Г. 1959. Кайнозойская история рельефа и формирования россыпных месторождений золота в Восточном Забайкалье. Материалы Второго геоморф. совещ.
- Михно Н. П. 1959. К вопросу о стратиграфии нижнего палеозоя Средне-Витимской горной страны. Сб. геолого-производств. информ., № 2. Бурят. геол. упр. Улан-Удэ.
- Михно Н. П. 1960а. Интрузивные комплексы Средне-Витимской горной страны. Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 1 (4), Улан-Удэ.
- Михно Н. П. 1960б. Проявления посленижнемеловой интрузивной деятельности в окрестностях г. Улан-Удэ. Материалы совещ. по расчлен. гранитоидов Забайкалья, Улан-Удэ.
- Михно Н. П. 1961. Мезозойский магматизм южной части Западного Забайкалья. Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 7, Улан-Удэ.
- Молдаванцев Е. П. 1925. Щелочные породы левых притоков р. Верхней Ангары. Изв. Геол. ком., т. 43, № 5.
- Моллесон В. С. 1898. Описание остатков млекопитающих животных палеонтологической коллекции Троицкосавско-Кяхтинского музея. Тр. Троицкосавско-Кяхтинского отд. Приам. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 1, вып. 1.
- Молчанов И. А. 1934. Восточный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР.
- Нагибина М. С. 1946а. К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнепалеозойских 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., Лучицкий И. В. 1948. О структурном расчленении Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Нагибина М. С. 1950. О возрасте вулканогенной формации Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Нагибина М. С. 1951. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 128.
- Нагибина М. С. 1958. Схема стратиграфии юрских и меловых отложений бассейна верхнего течения р. Амура. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Нагибина М. С. 1960. История развития структур Монголо-Охотского пояса. Сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд. АН СССР.
- Налетов П. И. 1935. Геологические исследования долины верхнего течения р. Джиды. Тр. Вост.-Сиб. геол.-гидро-геодез. треста, вып. 11.

- Налетов П. И. 1936. Геологическая съемка в верховьях рек Джиды и Зон-Мурина. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 18.
- Налетов П. И. 1940. К геологии юго-западной части Центрального Забайкалья. В кн.: «Недра Восточной Сибири». Иркутск.
- Налетов П. И., Шалаев К. А., Деуля Т. Т. 1941. Геология Джидинского рудного района. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 27, Иркутск.
- Налетов П. И., Бессолицын Е. П. 1947. Геологический очерк района среднего течения р. Чикоя. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 31. Госгеолиздат.
- Налетов П. И. 1957. Молодые рудоносные интрузии Западного Забайкалья. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1. Изд. Иркутск. геол. упр.
- Налетов П. И. 1961. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат.
- Никитина Л. П., Сумин И. В. 1957. Докембрий западной части хребта Хамар-Дабан (между реками Харагол и Зун-Мурин). Материалы по изуч. производ. сил. Бурят. АССР, вып. 3. Улан-Удэ.
- Никитина Л. П. 1959а. Региональный метаморфизм архейских образований западной части хребта Хамар-Дабан. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 8.
- Никитина Л. П. 1959б. Спектрохимическая характеристика гранитов западной части хребта Хамар-Дабан. В кн.: «Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР». Сб. статей научн. сотрудн. ленинградских учрежд. АН СССР. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1895. Орография Центральной Азии и ее юго-восточной окраины (краткий отчет об экспедиции 1892—1894 гг.). Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 31, вып. 3, С.-Пб.
- Обручев В. А. 1911. Геологический обзор золотоносных районов Сибири, ч. 2. Средняя Сибирь, вып. 1. Саянская область. «Золото и платина», № 1—5.
- Обручев В. А. 1914. Орографический и геологический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Отчет об исследованиях 1895—1898 гг., ч. 1. Геол. иссл. Сиб. ж. д., вып. 22, ч. 1, С.-Пб.
- Обручев В. А. 1922. Юные движения на «древнем темени Азии». «Природа», № 8—9.
- Обручев В. А. 1927. Геологический обзор Сибири.
- Обручев В. А. 1929. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк.
- Обручев В. А. 1931. История геологического исследования Сибири. Период первый (XVII—XVIII вв.). Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1932. Древнее темя или каледонская складчатая зона. Тр. 1-го Вост.-Сиб. научно-исслед. краевого съезда, геол. секц., вып. 1.
- Обручев В. А. 1933а. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. Тр. СОПС и Геол. ин-та АН СССР.
- Обручев В. А. 1933б. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850 гг.). Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1933в. Хребты Яблоновый и Становой по новым данным. «За индустриал. Сов. Востока», № 2.
- Обручев В. А. 1934а. Геологическое строение Бурят-Монгольской АССР как база для развития горной промышленности. «Плановое хозяйство», № 4.
- Обручев В. А. 1934б. История геологического исследования Сибири. Период третий (1851—1888 гг.). Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1935. Геология Сибири, т. 1. Докембрий и древний палеозой. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1936. Геология Сибири, т. 2. Средний и верхний палеозой. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1937. История геологического исследования Сибири. Период четвертый (1869—1917 гг.). Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1938. Геология Сибири, т. 3. Мезозой и кайнозой. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1939. Докембрий Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны. Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1941. Очередные проблемы по геологии Селенгинской Даурии. Сб.: «50 лет Кяхтинского республиканского музея краевед. им. В. А. Обручева (1890—1940)».
- Обручев В. А. 1945. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.). Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1948. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Обручев В. А. 1953. Положение и происхождение впадины оз. Байкал. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 9, сер. геол., Иркутск.
- Обручев С. В. 1942а. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6.

- Обручев С. В. 1942б. Перспективные районы полезных ископаемых и минеральных источников Окинского аймака Бурят-Монг. АССР (Восточный Саян). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6.
- Обручев С. В. 1946а. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, № 5—6.
- Обручев С. В. 1946б. Развитие рельефа Восточного Саяна. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37.
- Обручев С. В. 1949. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 68, № 5.
- Обручев С. В. 1950. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. Землеведение, нов. сер., т. 3.
- Обручев С. В. 1953. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, № 5.
- Обручев С. В., Великославинский Д. А. 1953. Докембрий западного побережья Байкала. Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 2. Сб. статей по геологии докембрия Балтийского и Украинского щитов и Восточной Сибири. Изд. АН СССР.
- Огородникова В. И. 1959 (1960). Геологическое строение массива щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 5 (26), Иркутск.
- Одинцов М. М. 1953. Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезо-кайнозойское время. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 9, сер. геол., вып. 1—2.
- Одинцов М. М. 1954. Иркутский амфитеатр (геологическая структура и история развития его внутреннего поля). Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 6, сер. геол., вып. 2.
- Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов П. М. 1957. Некоторые геологические закономерности размещения полезных ископаемых на юге Восточной Сибири. Изв. восточных филиалов АН СССР, № 2.
- Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов П. М. 1958. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири. Тр. Вост.-Сиб. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., вып. 14.
- Окладников А. П. 1953. Археологические раскопки на Ангаре и за Байкалом. Краткие сообщ. Ин-та истории мат. культ. АН СССР, вып. 51.
- Олюнин В. Н. 1957. О генетических типах четвертичных отложений Бурят-Монгольской АССР. Тезисы докл. Всесоюз. междувед. совещ. по изуч. четверт. периода.
- Осокин П. В. 1959. Новые данные о возрасте верхнепротерозойских отложений Чина-Амалатского междуречья Витимского плоскогорья. Сб. геол.-произв. информ., № 2, изд. Бур. геол. упр., Улан-Удэ.
- Павлова М. В. 1911. Описание ископаемых остатков млекопитающих Троицко-савско-Кяхтинского музея. Тр. Музея Русск. геогр. об-ва, т. 13, вып. 1, С.-Пб.
- Павловский Е. В. 1928. О следах оледенения в Средне-Витимской горной стране «Геол. вестн.», т. 6, № 4/6.
- Павловский Е. В. 1937. Впадина оз. Байкал. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 2.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. 1938. Геолого-петрографический очерк побережья Малого моря. Очерки по геологии Сибири, вып. 7. Изд. АН СССР.
- Павловский Е. В. 1939. Впадина оз. Байкал. Тр. XVII сессии Междуна. геол. конгр. 1937г., т. 2.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. 1939. Докембрий Прибайкалья. Тр. XVII сессии Междуна. геол. конгр. 1937 г., т. 2.
- Павловский Е. В. 1948а. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 99, геол. сер., № 31.
- Павловский Е. В. 1948б. О четвертичном оледенении Южного Прибайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Павловский Е. В. 1948в. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Павловский Е. В., Флоренсов Н. А. 1951. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 5, сер. геол., вып. 2. Госгеолиздат.
- Павловский Е. В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Павловский Е. В., Хренов П. М., Беличенко В. Г. 1954. Древние толщи Баргузино-Витимского района Забайкалья. «Вопросы геологии Азии», вып. 1. Изд. АН СССР.
- Павловский Е. В. 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.

Павловский Е. В., Беличенко В. Г. 1958. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1.

Павловский Е. В. 1960. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, Пробл. 8. Изд. АН СССР.

Павловский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Сб. «Геология и петрология докембрия (общие и региональные проблемы)». Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 5.

Падалка Г. Л. 1958. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья. Булл. ВСЕГЕИ, № 1.

Падалка Г. Л. 1960. Некоторые вопросы тектоники, магматизма и металлогении Забайкалья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, Геология и методы исслед., № 41.

Палибин И. В. 1936. Третичная флора юго-восточного побережья Байкала и Тукинской котловины. Палеоботан. сб., вып. 3. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 76.

Паллас П. С. 1773—1788. Путешествие по разным провинциям Российской империи. Три части в 5 томах. С.-Пб.

Пальшин Г. Б. 1955. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья оз. Байкал. Изд. АН СССР.

Пальшин Г. Б. 1959. К вопросу о распространении террас на оз. Байкал. Тр. Вост.-Сиб. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., вып. 10.

Пейве А. В., Синицын В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Пилипенко П. П. 1934. О делювиальном оледенении Южного Прибайкалья. «Землеведение», т. 36, вып. 4.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. 1955. Гипербазиты Тувы. Тр. Тувинск. комплексн. экп. СОПС АН СССР, вып. 2.

Пинус Г. В. 1957. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые погса складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А. 1958. Закономерности геологического строения и металлогении Алтае-Саянской гипербазитовой формации. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. Изд. АН СССР.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР.

Пинус Г. В. 1960. Кембрийский магматизм и металлогения Тувы. Автореф. докторск. диссертации. Новосибирск.

Плешанов С. П. 1957. Материалы по геологии и полезным ископаемым бассейна Оки в ее среднем течении (Восточный Саян). Тр. Иркутск. горнометаллург. ин-та, вып. 14 (ч. 2), сер. геол., Иркутск.

По вилайтис М. М. 1957. Соотношения оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями (на примере Джидинского месторождения). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Поленов Б. К. 1899. Массивные горные породы северной части Витимского плоскогорья. Тр. С.-петерб. об-ва естествоиспыт., т. 27, вып. 5.

Половинкина Ю. И. 1931. Маршрутные геологические исследования по рекам Усою, М. и Б. Амалату, Ципи и Витиму (по материалам Демина). Тр. Гл. геологоразв. упр., вып. 32.

Помус М. И. 1937. Бурят-Монгольская АССР.

Попов М. Г. 1954. Два новых для флоры СССР рода покрытосеменных растений — *Mennagettaea* N. Smith. (Orobanchaceae) и *Megadenia* Max (Crucifera). Ботанич. материалы гербария Ботанич. ин-та им. В. Л. Комарова АН СССР, т. 16.

Преображенский В. С. и др. 1959. Типы местности и природное районирование Бурятской АССР. Изд. АН СССР.

Преображенский П. И. 1913. Маршруты в юго-западной части Северо-Байкальского нагорья. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район, вып. 9.

Преображенский П. И. 1915. Витим между Холоем и Парамой. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район, вып. 11.

Пресняков Е. А. 1930. Геологический очерк окрестностей курорта Молоковка близ Читы. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, № 3. Иркутск.

Пресняков Е. А. 1940. Палеогеографические условия происхождения Байкала. Тр. Байкальск. лимнол. ст. АН СССР, т. 10.

Принада В. Д. 1944. О мезозойской флоре Сибири. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 19, Иркутск.

Принада В. Д. 1950. Мезозойская флора Забайкалья и ее стратиграфическое распределение. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 22, Иркутск.

Принада В. Д. 1951. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья. Атлас. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 6, сер. геол., вып. 1.

Проблемы Бурят-Монгольской АССР, 1935, 1936, т. 1 и 2. Изд. АН СССР.

Проблемы развития промышленности и транспорта Бурятской АССР. 1958. Изд. АН СССР.

Прокопенко Н. М. 1934. Пересечение по маршруту Тунка—Цангана—Тора в Восточных Саянах. Байкальская геохимическая экспедиция 1931 г., ч. 2. Тр. СОПС АН СССР, сер. сиб., вып. 6.

Пучков С. В., Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. 1958. Новое сильное землетрясение в Восточной Сибири. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 3.

Пшенинников К. В. 1954. Сейсмичность Прибайкалья. (Диссерт.) Иркутск. гос. ун-т.

Равский Э. И., Голубева Л. В. 1960. Эоплейстоцен Тункинской впадины. Докл. АН СССР, т. 135, № 5.

Равский Э. И. 1961. Разрез антропогена Тункинской впадины и его значение для стратиграфии антропогена Забайкалья. Тезисы докл. Совещ. по разраб. стратигр. схем Забайкалья. Л.

Радугин К. В. 1952. Горная Шория, Кузнецкий Ала-Тау и западная часть Восточного Саяна. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 1.

Раммельмейер Е. С. 1935. Фауна моллюсков с р. Витима. Изв. АН СССР, сер. 7, № 3.

Раммельмейер Е. С. 1940. Ископаемые моллюски пресноводных отложений Прибайкалья. Тр. Байкальск. лимнологич. станции АН СССР, т. 10.

Решиков М. А. 1958. Краткий очерк растительности Бурят-Монгольской АССР, Улан-Удэ.

Романов Н. С. 1914. Иркутская летопись. Тр. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, № 8.

Руднев В. П. 1957. Тектонические структуры центральной части Икатского хребта. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1 (22), Иркутск.

Рябухин Г. Е. 1934. Байкальский нефтеносный район. «Нефтяное хозяйство», т. 26, № 7.

Рябухин Г. Е. 1935. Третичные отложения Прибайкалья и их нефтеносность. «Пробл. Бурят-Монг. АССР», т. 1. Изд. АН СССР.

Рябухин Г. Е. 1940. О геологической структуре Байкала. «Сов. геология», № 5—6.

Рябухин Г. Е. 1953. Происхождение Байкала. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. 28, вып. 5.

Сагалуев Д. Д. 1960. Щелочные породы Боргойского хребта. Материалы совещ. по расчлен. гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ.

Сакс В. Н. 1955. Новые данные по истории геологического развития Сибири в четвертичный период. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд. АН СССР.

Салоп Л. И. 1954. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 1.

Салоп Л. И. 1956а. Магматические явления в связи с развитием тектонических структур геосинклинальной области байкалид. Докл. на XX сессии Междунар. госл. конгр. в Мексике.

Салоп Л. И. 1956б. Новые данные по геологии северной части Средне-Витимской горной страны. Сб. научно-техн. информ. МГиОН, № 2.

Салоп Л. И., Головенко В. К., Жидков А. Я., Шалек Е. А. 1957. О возрасте последней геосинклинальной складчатости в Байкальском нагорье. Докл. АН СССР, т. 118, № 4.

Салоп Л. И. 1958а. Байкальская горная область. Архей. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Салоп Л. И. 1958б. Докембрий Байкальской горной области. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Салоп Л. И. 1958в. Докембрийский магматизм Байкальской горной области. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат.

Салоп Л. И. 1958г. Нижнепалеозойский магматизм Байкальской горной области. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат.

Салоп Л. И. 1958д. Байкальская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат.

Салоп Л. И. 1958е. Тектоническая структура Байкальской горной области. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат.

Салоп Л. И. 1958ж. Основные черты геологии и металлогении Олекмо-Витимской горной страны. Тр. 1-го совещ. по металлог. Зап. Забайкалья, Иркутск.

Салоп Л. И. 1958з. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. Тр. Междувед. совещ. по разраб. унифицир. схем Сибири 1956 г. Докл. по стратигр. докембрийск. отложений. Изд. АН СССР.

Салоп Л. И. 1960а. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области в свете новых данных. В кн. «Развитие произв. сил Вост. Сибири». Геологическое строение. Изд. АН СССР.

- Салоп Л. И. 1960б. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалитид. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК. Пробл. Стратиграфия и корреляция докембрия. Изд. АН СССР.
- Салоп Л. И. 1963. Архей и протерозой Байкальской горной области. Стратиграфия СССР. Нижний докембрий, Азиатская часть СССР. Госгеолтехиздат.
- Саркисян С. Г., Соколова Н. Н. и др. 1955. Третичные отложения Прибайкалья и условия их образования. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 5.
- Сахарова М. С. 1955. Метаморфические апатитоносные породы архея Южного Прибайкалья. Тр. Гос. научно-исслед. ин-та горнохим. сырья, вып. 2.
- Свитальский Н. И. 1915. Анортозитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы Юго-Западного Прибайкалья. Изв. Геол. ком., т. 34, № 9.
- Семенов Н. П. 1948. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы (Байкало-Патомское нагорье). Изд. АН СССР, Киев.
- Семенов П. П., Черский И. Д., Петц Г. Г. 1894. Саянское нагорье в пределах Иркутской губ. до юго-западной оконечности оз. Байкал к югу от большого Сибирского тракта. Дополнение к т. 5 «Землеведения Азии» Карла Риттера, ч. I. Русск. геогр. об-во.
- Синицын В. М. 1959. Центральная Азия. Географиз.
- Смирнов С. М., Перельгина А. И. 1958. Некоторые геологические особенности и вещественный состав руд ильменито-магнетитовых месторождений района хребта Моностой. Улан-Удэ.
- Смирнов С. М., Перельгина А. И. 1959. О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Моностой (Бурятская АССР). Изв. Высш. учебн. завед. «Геология и разведка», № 6.
- Смолянский Е. Н. 1958. К металлогении Джидинского рудного района. Тр. 1-го совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Изд. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, Иркутск.
- Смолянский Е. Н. 1960. Об основных закономерностях в пространственном размещении молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе. Материалы по геол. рудных местор. Зап. Забайкалья, вып. 1, сер. геол. Изд. Вост.-Сиб. фил. Сиб. отд. АН СССР.
- Смолянский Е. Н. 1961. О последовательности формирования интрузивных комплексов Джидинского района. Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 6, Улан-Удэ.
- Соболев В. С., Флоренсов Н. А. 1946. О генезисе ботогольского графита. «Сов. геология», № 3.
- Соболев В. С. 1947. Петрография Ботогольского щелочного массива. Сб. «Ботогольское м-ние графита и перспективы его использования». Иркутск.
- Соболев Н. Д. 1930. Хризотил-асбест Ильчирского месторождения. «Минеральное сырье», № 9.
- Соболев Н. Д. 1934а. Месторождения хризотил-асбеста Саянской перидотитово-серпентинитовой полосы. Тр. Научно-иссл. ин-та геол. и минерал., вып. 4.
- Соболев Н. Д. 1934б. Саянская перидотитово-серпентинитовая полоса. Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. и минерал., вып. 4.
- Соболев Н. Д. 1940. Материалы для геологии и петрографии Тункинских и Китойских Альп (Восточный Саян), ч. I. Изд. АН СССР.
- Соболев Н. Д. 1962. Неинтрузия в Восточном Саяне. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Соколов Ю. М. 1960. Геология и петрология пегматитов Мамского слюдяноносного района и связь их с региональным метаморфизмом. Автореферат диссертации, Лен. горн. ин-т.
- Соловьев С. Л. 1958. Северо-Байкальское землетрясение 29 апреля 1917 г. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4.
- Солоненко В. П., Соболев В. С., Славнин В. Г., Флоренсов Н. А. 1947а. Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования. Иркутск.
- Солоненко В. П., Кобеляцкий И. А. 1947б. Восточные Саяны. Научно-популярный очерк. Иркутск.
- Солоненко В. П. 1950а. Генезис щелочных пород и графита Ботогольского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Солоненко В. П. 1950б. Динамические явления, связанные с неотектоникой Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. 72, вып. 1.
- Солоненко В. П. 1950в. Землетрясения Восточной Сибири. Тр. Иркутск. гос. ун-та, сер. геол., т. 3, вып. 3.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А., Пучков С. В. 1958. Муйское землетрясение 27 июля 1957 г. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 1 (168). Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 1.
- Солоненко В. П. 1959. Гоби-Алтайское землетрясение. Изв. Сиб. отд. АН СССР, отд. геол. и геофиз., № 2.

- Солоненко В. П., Тресков А. А. 1960а. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Изд. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, Иркутск.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. 1960б. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. «Геология и геофизика», № 10.
- Спижарский Т. Н. 1958а. Сибирская платформа. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат.
- Спижарский Т. Н. 1958б. Тектоническая карта Сибирской платформы и прилегающих частей складчатых систем масштаба 1:2 500 000. Госгеолтехиздат.
- Старченко В. В. 1960. Состояние изученности гранитоидов Читинской области. Материалы совещ. по расчлен. гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ.
- Сулоев А. И. 1939а. Петрология кристаллического комплекса Слюдянского флогопитового района. Сб. «Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье)». Тр. ВИМС, вып. 150.
- Сулоев А. И., Калинин И. В., Марков П. Н. и др. 1939б. Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). Тр. ВИМС, вып. 150.
- Тетяев М. М. 1915. Северо-Западное Прибайкалье. Бассейн р. Тьи (работы 1913 г.). Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 108.
- Тетяев М. М. 1916. К геологии Западного Прибайкалья. Предв. отчет о работах 1915 г. Материалы по общ. и прикл. геол., вып. 2.
- Тетяев М. М. 1918—1921. К тектонике Восточной Сибири. «Геол. вестн.», т. 4, № 1—6.
- Тетяев М. М. 1923—1924. О некоторых основных вопросах геологии Сибири. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. 2, вып. 3.
- Тетяев М. М. 1927. К геологии и тектонике Забайкалья. Вестн. Геол. ком., т. 2, № 8—9.
- Тетяев М. М. 1928а. К разрезу кембрия в Западном Прибайкалье и в Восточном Саяне». Вестн. Геол. ком., т. 3, № 3.
- Тетяев М. М. 1928б. К геологии Селенгинской части Хамар-Дабана. Вестн. Геол. ком., т. 3, № 7.
- Тетяев М. М. 1930. О послепюрьских гранитах в Селенгинской Даурии и некоторых геологических наблюдениях и выводах. Изв. Гл. геологоразв. упр., т. 49, № 9.
- Тетяев М. М. 1937. Геология района оз. Байкал. Сб. «Сибирская экскурсия Междунар. геол. конгр., вып. 1. Восточная Сибирь».
- Тетяев М. М. 1938. Геотектоника СССР. ГОНТИ.
- Тетяев М. М. 1939. Геотектоника советской Азии. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. 1.
- Тетяев М. М. 1961. Тектоника Восточного Саяна. Сб. «Проблемы тектоники». Госгеолтехиздат.
- Тихонов В. Л. 1957. К стратиграфии Средне-Витимской горной страны. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1, Иркутск.
- Тихонов В. Л. 1958. Основные черты тектоники северной части Средне-Витимской горной страны. Тр. 1-го совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Иркутск.
- Тихонов В. Л. 1959. К тектонике Средне-Витимской горной страны. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 14, сер. геол., вып. 4, Иркутск.
- Ткачук В. Г., Яснитская Н. В., Анкудинова Г. А. 1957. Минеральные воды Бурят-Монгольской АССР. Иркутск.
- Толстихин Н. И. 1935. Подземные воды Бурят-Монгольской АССР. В кн. «Проблемы Бурят-Монг. АССР». Тр. 1-й конфер. по изуч. произв. сил Бурят-Монг. АССР, т. 1. Иркутск.
- Тресков А. А., Флоренсов Н. А. 1952. Мондыинское землетрясение 4 (5) апреля 1950 г. Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 2.
- Тресков А. А. 1955. Сейсмические исследования земной коры. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (153).
- Тресков А. А., Медведев С. В., Флоренсов Н. А., Солоненко В. П. 1958. Землетрясения и сейсмическое районирование Восточной Сибири. В кн.: «Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири». Изд. АН СССР.
- Трофимов В. С. 1939. Коренные алмазоносные породы, иные чем кимберлиты. «Сов. геология», т. 9, № 4—5.
- Трофимов В. С. 1940. Новые данные по геологии центральной части Восточных Саян. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, вып. 5—6.
- Федьинский В. В. 1950. Гравиметрический метод разведки в нефтяной промышленности. Сб. «Прикладная геофизика», вып. 7. Госгеолтехиздат.
- Федьинский В. В. 1951. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. Сб., посвященный памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР.
- Ферсман А. Е. 1923. Краткий отчет о минералогической экспедиции в Селенгинскую Даурию в 1915 г. Докл. Росс. АН, сер. А.
- Ферсман А. Е. 1926. Монголо-Охотский металлический пояс. «Поверхность и недра», т. 4, № 3 (19).

- Ферсман А. Е. 1931. Геохимические проблемы Сибири (Докл. на чрезвычайной сессии АН в Москве). Гос. соц.-эк. изд-во.
- Фитингоф А. 1865. Описание местности при устье р. Селенги, понизившейся от землетрясений 30 и 31 декабря 1861 г. «Горный журнал», ч. 3, № 7.
- Флоренсов Н. А. 1941. К вопросу о тектонике центральной части Восточных Саян. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 2, вып. 2.
- Флоренсов Н. А. 1945. Ботогольское месторождение графита. Материалы по геол. месторождений нерудн. полезн. ископ. Сибири, вып. 1, Иркутск, трест «Сиб-геолнеруд».
- Флоренсов Н. А. 1947а. Геологический очерк Ботогольского месторождения графита в Восточных Саянах. Сб. «Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования». Иркутск.
- Флоренсов Н. А. 1947б. О структурном типе рельефа Забайкалья и термине «горный хребет». Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22, вып. 6.
- Флоренсов Н. А. 1948. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Флоренсов Н. А., Лоскутова Н. В. 1953. Новые данные о тункинских вулканах (Западное Прибайкалье). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Флоренсов Н. А. 1954а. Геологическое строение Бурят-Монголии (краткий очерк). Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 1, Улан-Удэ.
- Флоренсов Н. А. 1954б. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., т. 1.
- Флоренсов Н. А. 1954в. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд. АН СССР.
- Флоренсов Н. А. 1954г. Проблемы изучения неотектоники на территории Бурят-Монгольской АССР. Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 1, Улан-Удэ.
- Флоренсов Н. А., Калинин К. П. 1955. Потухшие вулканы Черского и Домбровского в Восточной Сибири. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 87, № 6.
- Флоренсов Н. А. 1956а. К геологии межгорных впадин Прибайкалья и ближнего Забайкалья. Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 2, Улан-Удэ.
- Флоренсов Н. А. 1956б. Некоторые структурные особенности угленосных толщ Прибайкалья. Материалы Второго угольн. геол. совещания. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 6.
- Флоренсов Н. А. 1958а. Катастрофическое землетрясение в Гобийском Алтае. «Природа», № 7.
- Флоренсов Н. А. 1958б. К палеогеографии континентального мезозоя на юге Восточной Сибири. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 4.
- Флоренсов Н. А. 1960а. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. Сиб. отд. АН СССР, вып. 19, сер. геол. Изд. АН СССР.
- Флоренсов Н. А. 1960б. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, вып. 10.
- Флоренсов Н. А. 1960в. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской области. «Геология и геофизика», вып. 1. Изд. Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск.
- Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф. 1945. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. Тр. Алданск. геологоразв. эксп., вып. 2. Алдан, трест «Сибгеолнеруд».
- Фролова Н. В. 1950. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов). «Природа», № 9.
- Фролова Н. В. 1951. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 5, сер. геол., вып. 2.
- Фролова Н. В. 1953. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Фролова Н. В. 1955. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд. АН СССР.
- Фролова Н. В. 1958. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. Тр. Междувед. совещ. по разраб. униф. стратигр. схем Сибири 1956 г. Докл. по стратиграфии докембрийских отложений.
- Фролова Н. В. 1961. Вопросы стратиграфии регионального метаморфизма и гранитизации в архее Южной Якутии и Восточной Сибири. Вопросы геологии и петрологии докембрия. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., вып. 5.
- Хренов П. М. 1954. Структурные особенности одного из рудных полей Икатского хребта (Северное Забайкалье). Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 1, Улан-Удэ.
- Хренов П. М. 1956. Основные черты геологии и редкометалльного оруденения центральной части Икатского хребта (Западное Забайкалье). (Автореферат канд. диссертации). Иркутск. гос. ун-т.

Хренов П. М. 1957. Магматические горные породы центральной части Икатского хребта и некоторые вопросы металлогении. Материалы по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 3, Улан-Удэ.

Хренов П. М. 1960а. Краткий очерк геологии и редкометального оруденения центральной части Икатского хребта (Северо-Западное Забайкалье). Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 1, Иркутск.

Хренов П. М., Рафиевко Н. И. 1960б. К металлогении Северо-Западного Забайкалья. Материалы по геологии рудных месторождений Зап. Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 1, Иркутск.

Хренов П. М. 1961. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении. Сб. «Проблемы тектоники». Госгеолтехиздат.

Чекановский А. Л. 1874. Геологическое исследование в Иркутской губернии, совершенное по поручению Сибирского отдела Русского географического общества. Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 11.

Чернышева Н. Е. 1952. О находке среднекембрийских трилобитов в бассейне р. Янгуда (Средне-Витимская горная страна). Сб. «Палеонтология и стратиграфия», Госгеолтехиздат.

Черский И. Д. 1873. Краткий отчет об исследованиях, произведенных летом 1873 года в Китойских и Тункинских Альпах. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 4, № 5.

Черский И. Д. 1875. Еловский отрог как связь между Тункинскими Альпами и Саяном. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 6, № 4.

Черский И. Д. 1876. Краткий отчет об исследовании течения р. Иркутка от Торской котловины до устья в Ангару. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 7, № 4—5.

Черский И. Д. 1878. Предварительные отчеты о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкал. Год первый (1877) и год второй (1878). Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 9, № 1—2 и № 5—6.

Черский И. Д. 1880. Предварительные отчеты о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкал. Год третий (1879). Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 11, № 1—2.

Черский И. Д. 1881. Предварительные отчеты геологических исследований береговой полосы оз. Байкал. Год четвертый (1880). Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 12, № 2—3.

Черский И. Д. 1882. Геологическая экскурсия на высокое плоскогорье (система р. Селенги) и берег Байкала между устьями рр. Селенги и Кыки. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 13, № 1—2.

Черский И. Д. 1885. Естественнoисторические наблюдения и заметки, сделанные на пути от Иркутска до с. Преображенского на р. Нижней Тунгуске. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 16, № 1—3.

Черский И. Д. 1886а. К геологии Внутренней Азии. Тр. С.-петерб. об-ва естествоиспыт., т. 17, вып. 2 (протоколы).

Черский И. Д. 1886б. О результатах исследования оз. Байкал. Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. 15, № 3.

Черский И. Д. 1889. О результатах исследования оз. Байкал. Материалы для геол. России, т. 13.

Черский И. Д. 1894. Дополнения к «Землеведению Азии» К. Риттера, т. 5, ч. 1. Саянское нагорье в пределах Иркутской губ. С.-Пб.

Шалаев К. А. 1935. Геологический очерк района среднего течения р. Джиды. Тр. Вост.-Сиб. геол.-гидр.-геодез. треста, вып. 15, Джидинский рудный район, вып. 2.

Шатский Н. С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X, № 3—4.

Шатский Н. С. 1933. К тектонике Юго-Восточного Прибайкалья. «Пробл. сов. геологии», № 2.

Шатский Н. С. 1947. О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Шахварстова К. А. 1948. Новые данные по геологии юго-западной части Витимского нагорья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 5.

Шахварстова К. А. 1954. Докембрийские и палеозойские интрузии юго-западной части Витимского нагорья. Очерки по геологии Сибири, вып. 17. Изд. АН СССР.

Шейнманн Ю. М. 1931. Геологические работы в Байкальском нефтеносном районе. Отчет Нефт. ин-та за 1930 г.

Шейнманн Ю. М. 1937. Сравнение позднего докембрия Прибайкалья и Северного Китая. «Пробл. сов. геологии», № 5—6.

Шейнманн Ю. М. 1954. Верхнепалеозойские и мезо-кайнозойские климатические зоны Восточной Азии. Бюлл. МОИП, сер. геол., № 6.

Шейнманн Ю. М. 1959. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 49, Магадан.

- Шейнманн Ю. М. 1960. Великие обновления в тектонической истории Земли. Сб. «Структуры земной коры и деформации горных пород». Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК. Пробл. 18, Изд. АН СССР.
- Шейнманн Ю. М., Апелъцин Ф. Р., Нецаева Е. А. 1961. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13.
- Шер С. Д. 1957. О нижнепалеозойских отложениях центральной части Байкальской горной области. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32 (1).
- Шер С. Д. 1958. К вопросу о коренных месторождениях золота в Ленском районе (по поводу статьи Б. К. Еременкова «Возможные типы коренных месторождений золота в Ленском районе» в сб. материалов по геологии золота и платины, вып. 12, 1956). Сб. материалов по геологии цветн., редких и благородных металлов, ЦНИГРИ, вып. 2.
- Шестопалов М. Ф. 1938а. Месторождение микрокварцита на р. Гарлык-Гол в Восточном Саяне. Тр. Лабор. самоцвет., вып. 5.
- Шестопалов М. Ф. 1938б. Новые месторождения нефрита в Восточном Саяне. Тр. Лабор. самоцвет., вып. 5.
- Шестопалов М. Ф. 1938в. Ультраосновной массив Китайских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения. Тр. Лабор. самоцвет., вып. 4.
- Шобогоров П. Ч. 1956. Новая находка кембрийской фауны метаморфической серии Байкальской горной области. Докл. АН СССР, т. 106, № 3.
- Шобогоров П. Ч. 1960. К методике изучения метаморфизма при геологической съемке (на примере геодогосъемочных работ в пределах Ангаро-Баргузинской горной страны. Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 1 (4), Улан-Удэ.
- Щеглов А. Д. 1959. О геологических особенностях размещения рудных месторождений Западного Забайкалья. Геология рудных месторождений, № 4.
- Щеглов А. Д. 1960. О границе каледонской и герцинской складчатых зон в Западном Забайкалье. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2.
- Щеголев Д. С. 1956. О возрасте золоторудных месторождений Заичийской горной страны. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4.
- Щербакова Е. М. 1954. О возрасте и развитии Восточного Саяна. Материалы по палеогеограф., вып. 1. Изд. МГУ.
- Яковлев В. К. 1904. Геологическое исследование участка Кругобайкальской ж. д. ст. Мысовая—Переменная—Култук. Геол. исслед. вдоль линии Кругобайкальской ж. д., вып. 1. Мин-во пут. сообщ.
- Ячевский Л. А. 1889. Об орографическом характере восточной части Саянской горной страны в связи с ее геологическим строением. Зап. Русск. мин. об-ва, т. 25.
- Ячевский Л. А. 1898. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных в местности, прилегающей к южной части Байкала. Геол. иссл. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 7.
- Ячевский Л. А. 1899. Алиберовское месторождение графита на Ботогольском гольце. Геол. иссл. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 11.
- Ячевский Л. А. 1925. Коренные месторождения нефрита на реках Хара-Желге и Оспе (Онот). Вестн. Геол. ком., т. 1, № 4.
- Ardt T. 1922. Handbuch der Paleogeographie. Leipzig.
- Atkinson T. W. 1858. Oriental and Western Siberia. London.
- Berkey C. P. and Morris F. K. 1927. Geology of Mongolia. Nat. Hist. of central Asia. Amer. Museum Natur. Hist., vol. 121.
- Billings M. P. 1960. Diastrophism and mountain buildings. Bull. Geol. Soc. America, vol. 71.
- Cotton C. A. 1950. Tectonic scarps and fault valleys. Bull. Geol. Soc. America, vol. 61.
- De Launay L. 1909. La metallogenie de l'Asie Russe. Ann. mines, Paris, t. XV.
- De Launay L. 1911. La geologie et les richesses minerales de l'Asie. Libr. Polytechn. Ch. Beranger, Paris.
- Ermann A. 1829. Sibirische Reise. Excursion von Irkutsk nach Kjachta und Reise über Irkutsk nach Ochotsk. Berghaus Ann. Erde, Völker und Staatskunde. T. I, Berlin.
- Ermann A. 1938. Reise um die Erde durch Nord-Asien und die beiden Oceane in den J. 1828, 1829 und 1830. Erste Abteil. Historischer Bericht. Bd 11. Reise von Tobolsk zum Ochozker Meere im J. 1829. Berlin.
- Eskola P. 1920—1921. On the igneous rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Overs Finska Vetensk. Soc. Förh., t. 63, ser. A, N 1.
- Eskola P. 1930. On the rocks of the Upper Bargousin and Namama regions in Transbaikalia. Bull. Commis. Geol. Finlande, N 92.
- Fickeler P. 1927. Der Baikalsee. Naturwiss., Hft 4, 5.
- Georgi I. G. 1775. Bemerkungen einer Reise in Russischen Reich in den Jahren 1772, 1773 und 1774. Bd 1 u 2. SPb.

- Georgi I. G. 1797—1800. Geographisch-physikalische und naturhistor. Beschreibung des Russischen Reiches zur Übersicht bis heriger Kenntnisse von demselben. 3 T. in 9 Bd. Königsberg.
- Gmellin I. G. 1751—1752. Reise durch Sibirien von dem Jahre 1733 bis 1743. Göttingen.
- Grabau A. W. 1923—1928. Stratigraphy of China. Pt. I, II.
- Hausen H. 1925. Outlines of the physiographical development of the Northern part of the Sino-Siberian continental area. Compt. rend. Congr. geol. intern., XIII Session, Belgique, 1922, fasc. 2. Liege.
- Hill M. L. and Dibblee T. W. 1953. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California. Bull. Geol. Soc. America, vol. 64.
- Isbrands Ides E. 1706. Three years travels from Moscow overland to China thro' Great Ustiga, Siriania, Permia, Sibiria, Daour, Great Tartary ets. . . to Peking. London.
- Keilhack K. 1914. Naturwissenschaftliche Beobachtungen längs der Sibirischen Eisenbahn. Z. Ges. Erdkunde, N 2, Berlin.
- Kropotkin P. 1904. The orography of Asia. Geograph. J., t. 23, N 2, 3, London.
- Meglitzky N. 1856. Geognostische Skizzen von Ost-Sibirien. I. Der Baical und seine Umgebungen. Verh. Russ. Mineral. Gesellsch. Jahre 1855—1856. SPb.
- Messerschmidt D. G. 1782. Reise in Daurien im Jahre 1724. Pallas, Neue Nord. Beiträge, Bd 3.
- Obrutschew W. A. 1926. Geologie von Sibirien. Berlin.
- Radde G. 1862—1864. Reisen im Süden von Ostsibirien in den Jahr. 1855—1859. Bd 1, 2 u 3. SPb. und M.
- Richter Ch. F. 1958. Elementary Seismology. San-Francisko.
- Richthofen F. 1900. Ueber Gestalt und Gleiderung einer Grundlinie in der Morphologie Ost-Asien. Sitzungsber. Kön. Preuss. Akad. Wiss. Bd 40, Berlin.
- Richthofen F. P. 1900—1903. Geomorphologische Studien aus Ost-Asien, t. 1—5. Berlin.
- Salop L. I. 1956. Magmatic phenomena in relation to the development of tectonic in the Baikalide geosyncline region. XX Congr. Geol. Intern., Resumenes de les trabajos presentados, Mexico.
- Schmidt C. 1878. Hydrologische Untersuchungen. Das Wasser des Baikal-Sees. Bull. Acad. Sci. St. Petersburg, t. 24.
- Sieberg A. 1932. Erdlebengeographie. B. kn. Handbuch d. Geophysik. Bd 4. Berlin.
- Sievers I. 1796. Briefe aus Sibirien. Pallas, Neue Nord. Beyträge, Bd 7. SPb. — Leipzig.
- Suess E. 1901. Das Antlitz der Erde. Bd 3. Berlin.
- Tromp S. W. 1950. The age and origin of the Red Sea graben. Geol. Mag., vol. 87, N 6.
- Wallace R. E. 1949. San Andreas Rift, Southern California. Bull. Geol. Soc. America, vol. 60.
- Wayland E. I. 1921. Some account of the Geology of the Lake Albert Rift Valley. Geograph. Journ., vol. 58.
- Willis B. 1936. East African Plateaus and Rift valleys. Carnegie Inst. Washington.
- Wright G. F. 1901. Recent geological changes in Northern and Central Asia. Quarterl. Journ. Geol. Soc., vol. 57, N 226, London.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А

Абчада, р. 124, 125, 508
 Адарэй, р. 85
 Аден, прииск 198
 Аден-Парамский, кл. 197, 198, 392
 Аденская гряда 132, 133
 Адога, р. 409
 Аикта, кл. 202, 241
 Айнак-Хара-Желга, рч. 227
 Акиткан, хр. 122, 123, 124, 330, 334, 507
 Актрагда, р. 503
 Акумакит, р. 181
 Алгинские озера 279
 Алдан 38, 284, 440, 581, 588
 Алтае-Саянская область 347, 363, 533
 Алянга, р. 172, 185
 Амалат, р. 20, 25, 98, 378, 488, 491—
 493, 496, 500
 Амаатканский руч. 178
 Амбарта-Гол, р. 297
 Амунда, р. 110, 177
 Амоль, гора 390
 Анакит, кл. 186
 Анамакит-Ангарский, р. 131, 133, 207—
 210
 Анамакит, кл. 120
 Ангара, р. 15, 25, 26, 135
 Ангаро-Баргузинское нагорье (горная
 страна) 14, 26, 34, 35, 109, 206, 339—
 341, 401, 513, 515, 568
 Ангарск, г. 546
 Ангыр, рч. 164, 229, 230, 528
 Андельте, р. 44
 Аносовка, р. 47
 Ара-Киреть, р. 219, 220
 Ара-Ошой, р. 481
 Ара-Саган-Шулуца, р. 307, 311
 Ара-Хонголкой, р. 37—39, 44, 72
 Ара-Шигна, р. 42
 Аргодинский хр. 565
 Арлык-Гол, р. 73, 75, 137, 296, 297, 451
 Архут, р. 41
 Аршан, поселок (курорт) 19, 78, 307,
 536, 552
 Арын-Горхон, р. 424
 Асеникта, р. 207
 Агаланга, р. 20, 183, 187
 Атархан, рч. 379
 Ауглей, рч. 175
 Аунакит, рч. 108
 Ашиглы, р. 174
 Аян, кл. 185, 187

Б

Бабушкин, г. 21
 Бабха, р. 286
 Бага-Хонголкой, р. 44
 Баданный, кл. 394
 Бажир, р. 310, 311
 Базальтовый хр. 444
 Байкал, оз. 11, 16, 18, 19, 21, 23—28,
 35, 37, 45, 47—51, 55, 63, 66, 67, 120,
 123—125, 258, 259, 261—263, 269, 275,
 281, 330, 395, 441, 444, 477, 480, 485,
 488, 489, 493, 498, 500—502, 505, 507,
 534, 536—538, 540, 543, 553, 554, 558,
 559, 561, 562, 565, 566, 568, 569, 571,
 572, 575, 577, 580, 588, 591
 Байкал, ст. 444
 Байкало-Патомское нагорье 471
 Байкальская горная область 16, 18, 19,
 27, 35, 60, 92, 95, 98, 99, 112, 115,
 120, 121, 131, 133—135, 161, 162, 168,
 169, 173, 187—189, 205—207, 211, 290,
 312, 313, 315, 319, 322, 324, 338, 365,
 377, 394, 395, 440, 469, 486—488,
 490, 493, 499, 500, 503, 513, 519, 521,
 571
 Байкальский хребет (горы) 19, 34, 69,
 123, 124, 330, 332, 412, 507, 508, 542,
 544, 565, 568, 571
 Байкальское высокогорье 34
 Байн-Зурхэ, сопка (гора) 246—248
 Байн-Ундур, гора 251
 Байса, р. 503, 516
 Байсы, урочище 254
 Байсыхан, кл. 185
 Байсыхан, хр. 185
 Бакланий мыс 48
 Бамбуйка, р. 15, 57, 97, 114, 162, 176—
 179, 496
 Бамбукой, р. 98, 177
 Бар, падь 527
 Баргузин, р. 14, 21, 22, 24, 109, 278, 513
 Баргузинская группа озер 26
 Баргузинский залив 48—51, 55, 489, 540
 Баргузинский хребет 12, 14, 19, 30,
 69, 109, 110, 131, 132, 162, 210, 291,
 343, 365, 377, 378, 385, 390, 392, 402,
 403, 411, 488, 493—495, 498, 513, 521,
 542, 543, 565—568
 Баргузинское нагорье 20
 Бартой, р. 454, 455
 Барун-Ула, гора 251
 Барун-Хобол, падь 455
 Баунтовская группа озер 26

- Баян-Ула, гора 531
 Безымянный, кл. 58, 501
 Безымянный, мыс 48
 Безымянный, хр. (хр. Каткова мыса) 502
 Белый Иркут, р. 77, 311
 Береговая, дер. 234, 271, 272
 Березовый, кл. 106
 Берея, р. 405, 406
 Биджигир, р. 426
 Билота, р. 38, 143, 145, 228, 483
 Бирамья, р. 109, 111, 132, 179—181, 365, 392, 402, 403, 566, 585
 Бирюса, р. 477, 480
 Бигу-Джида, р. 421
 Бичура, с. 532
 Бичурская грива 218—220, 222, 359
 Бичурский аймак (с.) 23
 Богдана Хмельницкого, пос. 530
 Богдарин, р. 106, 107, 175, 183, 186, 187, 496
 Богдашка, р. 41, 42
 Бодайбинский район 556
 Бойм, р. 503
 Боковой, кл. 58, 116
 Боксон, р. 10, 43, 80, 84, 85, 136, 137—140, 142—144, 147, 148, 299, 350, 351, 452, 480, 482
 Большая, р. 50
 Большая Алянга, р. 167, 172
 Большая Байба, р. 430
 Большая Белая, р. 40—42, 81, 82, 84, 85, 287, 350, 353, 358, 480
 Большая Ерма, р. 41
 Большая Замарайка, р. 99
 Большая Коса, р. 123
 Большая Миня, р. 15, 121, 123
 Большая Падра, р. 120, 126, 127, 325, 330, 334, 508, 509
 Большая Пановка, кл. 165
 Большая Сухая, р. 47, 49—51, 55, 501
 Большая Чай, р. 121
 Большая Чуя, р. 121, 122, 127, 130
 Большие Черемшаны, р. 52
 Большое Белое, оз. 579
 Большое Еравное, оз. 168
 Большой Амалат, р. 14, 63, 96, 97, 104, 175, 215, 254, 503, 516, 573
 Большой Гомар, р. 404
 Большой Гукит, р. 120, 127, 204, 205
 Большой Дулан, дер. 559
 Большой Качо, р. 392
 Большой Кумын, село 455
 Большой Куналей, р. 409
 Большой Осиноый, кл. 127, 128
 Большой Угдокит, р. 207, 208
 Большой Ушканий, о. 444
 Большой Хамар-Дабан, хр. 565
 Большой Хара-Гол, р. 47
 Большой Чивыркуй, р. 48, 51, 53, 56
 Боргой, р. 251
 Боргойская степь 235, 426, 591
 Боргойские озера 279
 Боргойский хребет 13, 36, 213, 214, 216, 218, 226, 251, 404, 411, 418, 423, 444, 445, 447, 469, 585
 Боровка, р. 405
 Боровский принск 106, 173, 174
 Борога, р. 417
 Ботогол, кл. 353
 Ботогольский голец 353
 Ботогольский рудник 480
 Бугульдейка, р. 543
 Бузар-Желга, рч. 227
 Буй, р. 424
 Булуктай, р. 152, 363, 415, 433
 Булунда, р. 62, 116, 117, 295
 Бургутуйский хребет (Бургутуй) 18, 63, 88—90, 226
 Бурля, р. 100
 Буртэй, р. 253
 Буту-Гол, р. 44
 Бутуй, урочище 254, 255
 Бырка, р. 253
 Быстрая, дер. 534
 Быстрая, р. 47, 68, 536
- В**
- Валукан, мыс 48, 50
 Верхне-Ангарский хребет 19, 69, 120, 125, 131—133, 206, 207, 209, 210, 343, 403, 505, 565
 Верхнее Изголовье, мыс 51, 56
 Верхний Ципикан, р. 21
 Верхняя Ангара, р. 14, 15, 24, 109, 110, 278, 486, 494, 585
 Верхняя Ирель, р. 332
 Верхняя Орлова, р. 511
 Верхоянье 587
 Витим, р. 14, 15, 20, 24, 25, 34, 57—60, 62, 101, 106—108, 113, 114, 118, 122, 126, 130, 163, 169, 170, 172, 183, 185, 187, 189, 190, 191, 193, 197, 200, 210, 237, 254, 255, 267, 268, 270, 274, 281, 323, 324, 334, 340, 378, 403, 411, 453, 461, 487, 496, 497, 499, 500, 502, 528, 558, 573, 574, 585
 Витимкан, р. 14, 19, 104, 106—108, 162, 173, 174, 388, 395, 471, 494, 515, 526, 566
 Витимканское плоскогорье 430
 Витимо-Патомское нагорье 565
 Витимское плоскогорье (нагорье, плато) 7, 14—16, 18—21, 28, 36, 69, 95, 120, 133, 135, 162, 163, 176, 181, 183, 187, 206, 238, 254, 258, 264, 267, 268, 278, 282, 283, 321, 322, 377, 385, 386, 390, 411, 412, 421, 423, 434, 439, 442, 463, 465, 469, 487, 490—499, 503, 504, 521, 534, 561, 564—567, 571—576, 578, 582, 585, 590, 592
 Волга, р. 26
 Воронцовка, падь 324
 Восточное Забайкалье 164, 235, 237, 243, 255, 260, 266, 267, 377, 442, 585, 586, 588
 Восточное Прибайкалье 47—49, 51, 53—55, 57, 63, 67, 283, 289—292, 377, 391, 398, 489, 495, 499, 523, 524
 Восточное Прикозоголье 87, 88, 479
 Восточный Саян 7, 9, 10, 16, 18, 19, 21, 30, 33, 35—41, 45—47, 54, 57, 64—67, 69, 70, 84, 86—88, 90, 92, 94, 95, 133—137, 146, 148, 161, 211, 212, 227, 228, 237, 257, 263, 276, 282—289, 295—298, 300, 301, 307, 311, 312, 321, 345, 347, 348, 351, 353, 354, 358, 359, 363, 377, 391, 411, 412, 421, 440, 442, 447, 448, 451—453, 462, 464, 466, 469—472,

474, 475, 477, 478—481, 483—486, 488,
523—525, 529, 534, 536, 541, 544, 565,
567, 569, 570, 573, 582—586

Г

Ганзуринский кряж (хребет) 381—383,
577
Гарга, р. 24, 98, 174, 275, 471
Гарган (Гарган-Окинский), р. 72, 85,
303
Гарлык-Гол, р. 71, 75, 77, 78, 137,
139, 299, 301
Гасан-Дякит, р. 207
Гегеуй, дер. (село, поселок) 220—222,
233
Гегеуй, рч. 251, 528
Гобийский Алтай 549
Горбылок (Верхняя Ципа), р. 14, 96,
97, 104, 106, 120, 173, 174, 180, 182,
521
Горелый, кл. 193
Горная Шория 108
Громотуха, р. 56
Гуджертуй, р. 218
Гудзан, хр. 89, 404
Гукит, р. 190, 202, 511
Гукитик, кл. 202, 204
Гулинга, кл. 186
Гурбан-Богда, хр. 549
Гурульба, дер. 250
Гусиное озеро 12, 27, 226, 235, 237, 243—
245, 254, 255, 426, 431, 530, 562, 577,
579
Гусино-Убукунская группа озер 26
Гусиха, р. 24
Гутай, село 404, 411
Гыгеуй, рч. 528

Д

Дабад, пос. 40, 100
Дабатой, рч. 100
Дабхор, хр. (гора) 235, 426, 453
Давачанда, кл. 200
Давыкша, кл. 173, 174
Дархинтуй, р. 454, 455
Даурский хребет 565
Даялык, р. 42, 83, 297, 302
Дворец, дер. 554
Делик, р. 125, 207
Делон-Уранский хребет 58, 59, 120,
127—131, 189, 190, 510—512
Джалагун, р. 128
Джалту, р. 198
Джида, р. 11, 22, 23, 34—36, 87, 88,
92, 93, 134, 148—152, 155, 157—161,
181, 215, 216, 220, 226, 227, 298, 311—
315, 317, 320, 321, 359, 360, 363—368,
376—378, 382, 411, 414—416, 418—
421, 423—428, 430, 432—434, 440—442,
454, 455, 460, 461, 468, 470, 479, 486—
488, 493, 495, 497, 498, 526, 528, 570,
571, 576, 590
Джидинский район 11, 150, 238, 363,
364, 376, 377
Джидинский хребет 18, 422, 444
Джидотой, р. 14, 22, 163, 172, 254
Джиллинда, р. 20, 173, 174, 183, 186, 187
Джон-Балык, р. 79, 80, 276, 305, 348,
353, 571

Дзон-Мурун (Зун-Мурун), р. 45, 93, 286
Длиби, р. 79, 85, 137, 227, 299, 345, 350,
351, 451, 480, 482
Дипкоша, р. 177
Днепр, р. 26
Дозор-Нур, оз. 81
Долган, р. 186
Долон-Модон, р. 156
Домугда, р. 334
Дон, р. 26
Дулешма, р. 182, 515, 521, 522
Дунгуй, р. 219
Душелан, дер. 277
Дылгаиси, р. 202
Дялопукта, р. 125, 207

Е

Езовка, р. 50
Елена, о. 57
Еловка, рч. 229, 231
Еловский отрог 260, 261, 448, 452, 536
Енгарга, дер. 275
Енисей, р. 22, 559
Еравинские озера 26, 34, 187, 390, 579
Ерма, р. 287

Ж

Жанок, р. 177—179

З

Забайкалье 7, 12, 13, 15, 22, 30, 33,
215, 216, 236—238, 247, 248, 253, 256,
260, 267, 268, 276, 277, 279, 281, 363,
377, 431, 499, 517, 524, 525, 529, 532,
533, 542, 552, 564, 574, 575, 578, 584,
587—589, 591
Забит, р. 136, 138—140, 142, 145, 148
Заганский хребет 18, 63, 88, 89, 148,
161, 213, 214, 226, 253, 311, 312, 317—
321, 490, 491, 494
Заза, р. 14, 34, 163, 170, 254, 255, 496,
498
Зайграево, село 576
Закрытый, кл. 192
Зактуй, село 452
Замараиха, р. 99, 258
Западное Забайкалье 7, 8, 16, 30, 37,
68, 95, 133, 188, 215, 216, 223, 226,
227, 231, 232, 235, 237, 238, 256—260,
264, 266, 270, 274, 281, 283, 377, 378,
380, 382, 385, 391, 412, 415, 431, 441,
444, 447, 449, 461, 462, 464, 466, 468—
475, 485—490, 496, 498, 499, 527, 530
Западное Прибайкалье 55, 64, 67, 68,
120, 205, 212, 505, 525, 583
Западное Прикосоголье (МНР) 87, 88
Западно-Сибирская низменность 260
Западный Саян 585
Зачикойская горная страна 382, 498, 499
Золотой, кл. 197, 198
Зумбуруки, кл. 103
Зун-Гол, р. 39
Зун-Мурун, р. (см. Дзон-Мурун) 90, 306
Зун-Ойногор, р. 155
Зун-Холбо, р. 79, 303
Зун-Шархай, рч. 379
Зусы, горы 226

И

Иванова, кл. 449
 Ивановка, дер. 219
 Икат-Гаргинский (Икат), рч. 107, 108
 Икатский хребет 14, 19, 20, 30, 69, 96,
 97, 104, 120, 206, 339, 344, 377, 378,
 385, 386, 411, 471, 486, 490, 491, 493—
 498, 515, 565
 Илеир (Илигирь), рч. 58, 59
 Илокон, р. 181
 Илька, р. 15
 Ильчир, пос. 21
 Ильчир (Орто-Гол), р. 296
 Ильчирский район 295
 Ина, р. 24
 Иннокан, рч. 175
 Инномакит, р. 276
 Иринда, мыс 53
 Иркут, р. 10, 18, 25, 38, 41, 42, 70—73,
 75, 76, 81, 149, 278, 299, 309, 451, 452,
 478, 489, 536, 551, 558, 561
 Иркутный Гарган, р. 297
 Иркутск, г. 39, 54, 287, 546, 558, 559
 Иркутский район 556
 Иро, р. 148, 161
 Ирокинда, р. 113
 Исташи, рч. (кл.) 183—185, 187
 Исток, дер. 261
 Итанца, р. 23, 229, 528
 Ихэ-Богдо, хр. 549
 Ихэ-Гол, р. 72
 Ихэ-Угун, р. 567
 Ичетуй, р. 217, 220, 222, 223
 Ичетуй-Гыгетуй, р. 528
 Ичетуйские горы 417
 Ия, р. 10, 348, 351, 477

К

Каалу, р. 191, 202
 Кабанья, р. 48, 50, 53—55
 Кавокта, р. 177
 Калакан, р. 526
 Калар, р. 57, 395, 487
 Каларский хребет 561
 Калдарскан, рч. 174
 Каленовское, дер. 250
 Кама, р. 26
 Каменка, р. 409
 Каратал, р. 106, 174
 Каренга, р. 254
 Каспийское море 26
 Катанца, р. 405
 Катера, р. 24, 100, 109—112, 132, 179—
 181, 207, 210, 403, 494, 513, 514, 520
 Каткова, мыс 50
 Качо, р. 194, 196, 202
 Кедровая, р. 52, 56
 Кижинга, р. 253, 446, 451
 Кика, р. 99, 100, 167
 Кияля, р. 118, 120, 132, 133, 189, 196—
 198, 200, 202—204, 325, 328, 519
 Киренга, р. 544
 Киренский район 556
 Киреть, р. 220
 Кирокан, кл. 132
 Китой, р. 10, 37, 39—42, 44, 47, 69—
 73, 75, 77, 84, 136—139, 145, 146, 286,
 287, 296, 299, 301, 469, 477, 478, 480,
 483—485, 571

Китой-Кин, р. 42
 Китойские белки (гольцы), хр. 18, 69,
 475
 Кичера, р. 14, 15, 119, 206, 207
 Кольский п-ов 396
 Комушка, гора 250, 431, 432, 530
 Конда (Куанда), р. 96, 162, 172, 497,
 505
 Коокта, р. 15, 210
 Королон, пос. 118
 Корсаково, дер. 554
 Котокель, оз. 50
 Крайний Север 551
 Красноярово, дер. 250
 Красный, кл. 191, 193
 Крестовый, мыс 50, 51, 57
 Кудра, р. 544, 574
 Кудара, р. 12, 219
 Кударинская грива 89, 218, 317, 404
 Кудун, р. 168, 172, 378, 379, 424
 Кудур, р. 177
 Кузнецкий Алагау 440
 Куикта, р. 129
 Куйтунка, р. 406, 407
 Култук, пос. (станция) 444
 Курба, р. 15, 23, 102, 104, 164, 165, 167,
 169, 172, 378, 383, 385, 472, 547
 Курбулик, мыс 56
 Кыдымит (Кыджимит), р. 14, 162, 165,
 169, 185, 254, 274, 378, 496, 498, 520
 Кынгарга, р. 71, 74, 78
 Кырен, р. 47, 68, 288
 Кяхта, г. 21, 63, 89, 90, 272, 277, 556,
 563
 Кяхтинский район 577

Л

Левая Бирамья, р. 180, 181
 Левая Мама, р. 15, 117, 124, 207—209,
 331, 395, 396, 508
 Левая Миня, р. 121, 122, 507
 Левая Олдында, р. 162, 163, 167, 169,
 170, 172, 390
 Левая Она, р. 171
 Левый Илгышкин, р. 45
 Левый Топо, р. 111
 Левый Шумак, р. 45
 Лена, р. 22, 24, 205, 571
 Лопатина, вулкан 455
 Лысая гора 250
 Люнку, кл. 58

М

Майгунда, р. 207, 508
 Максимиha, р. 323, 501
 Малая Алянга, р. 172
 Малая Байба, р. 430
 Малая Белая, р. 286
 Малая Замарайка, р. 99
 Малая Ивановка, р. 262
 Малая Коса, мыс 120, 124, 125, 509
 Малая Коса, р. 118, 123
 Малая Сухая, р. 50, 55
 Малиновка, р. 262
 Малое Белое озеро 579
 Малханский хребет 18, 213, 214, 218,
 220, 405, 410, 451, 527
 Малые Черемшаны, р. 52, 56
 Малый Аматаг, р. 14, 96, 97, 101, 104,
 106—108, 173, 175, 187, 254, 503, 573

Малый Буту-Гол, р. 307, 311
 Малый Гукит, р. 120, 127, 191—193, 202, 204, 328
 Малый Дулан, дер. 559
 Малый Зангисан, р. 306
 Малый Качо, кл. 192
 Малый Угдокит, р. 208
 Малый Хамар-Дабан, хр. 220, 223, 226, 527, 531, 565
 Мама, р. 130, 206, 404, 468, 507, 511
 Мамакан, р. 130, 403
 Мамский район 130, 131
 Мангат-Гол, р. 43, 145, 146
 Мантуриха, р. 363
 Маркова, р. 56
 Медвежевка, р. 122
 Мергень, р. 404, 410, 411
 Мертвое море 441
 Миня, р. 121, 322, 338, 506, 507
 Михайловка, село 149
 Мишиха, р. 262
 Могой, кл. 104, 172
 Молокон, р. 118
 Монго, хр. 307, 308
 Монгол-Дабан, р. 451
 Монгоша, р. 84, 137—139, 299, 301, 304
 Монды, пос. 71, 477
 Моностойский хребет (Моностой) 12, 89, 248, 315, 363, 368, 378, 381—383, 447, 497, 530, 577
 Морской хребет 12, 96, 98—101, 114, 377, 398, 488, 490, 491, 501, 516, 565, 583
 Моховая, р. 405, 406
 Мужинай, р. 123
 Муйгунда, р. 396
 Муйский хребет 567, 572
 Мунку-Сардык, хр. 18, 70, 88, 136, 307
 Мурзаин-Хапша, р. 41
 Муртой, р. 446, 530
 Муртойское озеро 242
 Мухей, р. 224, 266
 Мухино, дер. 250
 Мушкетова, вулкан 455
 Муя (Уакит), р. 14, 25, 97, 117, 468, 488
 Муя-Гол, р. 142
 Муясын, р. 105, 264, 274
 Мылдыген, р. 168, 169, 171
 Мысовая, р. 262, 321
 Мысовая, станция 11

Н

Намак, улус 251
 Намама, оз. 207
 Намама, р. 110, 111, 392
 Нарин-Гол, р. (падь) 227, 239, 241
 Нарын, падь 426
 Нарын-Ичеты, р. 222
 Наушки, село (станция) 453, 530, 563
 Неприветливый, кл. 38, 72
 Нерпо, р. 129
 Неручанда, р. 207
 Нерха, р. 137
 Нижнее Изголовье, мыс 51
 Нижняя Берея, р. 440
 Нижняя Ирель, р. 332
 Никольское, село 277
 Нилова Пустынь, село 562

Ниловский отрог 572
 Ниромакит, р. 111
 Ничатка, оз. 561
 Новый Заган, село 252
 Нюрундукан, р. 119
 Нюсидек, р. 207
 Няндони, р. 110—112, 181

О

Обоо-Гол, р. 311
 Обор, р. 253
 Обручева, вулкан 455
 Огеми, р. 110
 Огнит, р. 353
 Ока, р. 18, 37, 42—44, 79—81, 84, 85, 135, 136, 146, 285, 300, 304, 351—353, 477, 478, 480—483, 570, 571, 590
 Окинская цепь (Окинский хребет) 572
 Окинское оз. 538
 Окинское плоскогорье 18, 69, 134, 227, 259, 440, 475, 538, 588
 Окталакит, р. 129
 Олекмо-Витимская горная страна 118, 123, 322
 Олинда, р. 177
 Олокит, р. 125, 129, 207
 Ольхон, о. 26, 55, 66—68, 261, 501, 543, 572
 Ольхонский район 556
 Она, р. 102, 168, 169, 390
 Онгокон, мыс 56
 Онгурен, пос. 120
 Онот (Оспа), р. 41, 42, 71, 73, 285—287, 296, 297, 302, 477, 480, 588
 Онотская возвышенность 544
 Орколикан, рч. 206, 207
 Орлик, село 84, 571
 Орловка, р. 511
 Орловый, мыс 51
 Оронгодой, р. 361
 Орссо, хр. 225
 Оса, р. 544
 Осиновка, р. 262
 Осиновый, кл. 191, 334
 Осинский, пос. 447
 Оспа (см. Онот), р. 227, 228
 Ошой, р. 44, 75, 77
 Ошурково, село 279

П

Падрокан, кл. 191, 192
 Парама, р. 116—118, 120, 197, 392
 Патомское нагорье 59, 127, 130, 131, 133, 322, 469
 Пестерево, дер. 273
 Петропавловка, пос. (село) 216, 220, 222, 251
 Погромка, рч. 163
 Подпорожный, рч. 117
 Половинка, р. 262
 Полютровский, кл. 186
 Понгонье, мыс 48, 53
 Поперечная, р. 168, 223
 Посольский Сор, залив 540
 Правая Бирамья, р. 390
 Правая Максимиha, р. 50
 Правая Мама, р. 15, 206, 207, 210, 494
 Правая Фуглова, рч. 174
 Правый Мамакан, р. 58—60, 189—196, 198—200, 204, 328, 394

Прибайкалье 7, 19, 33, 35, 36, 39, 48, 49, 54, 60, 62, 63, 65, 67—70, 84, 122, 205, 236, 257—260, 264—268, 271, 274, 276, 277, 279—281, 290, 312, 321, 395, 440—447, 449—451, 454—461, 469, 471, 475, 490, 504, 506, 523—525, 533, 534, 537—547, 549—551, 553, 555, 558, 562—564, 566, 567, 569—572, 580, 582, 584, 586, 589, 590

Прибайкальское высокогорье 537, 575

Прикосоголье 161

Приленская плоская возвышенность 18

Приморский хребет 67, 120, 506, 542, 543, 565

Приморье 442

Приольхонье 66, 259

Присаянье (Предсаянье) 469, 544, 546

Провал, залив 534, 554, 555, 558, 559

Р

Разбор, мыс 51

Рели, р. 118

Романовка, село 172, 254, 255, 453

С

Саган-Гол, р. 136, 142, 345

Саган-Сайр (Саган-Сар), р. 71, 75, 451

Саган-Шулута, р. 309

Сада, р. 311

Сайвань, рч. 108

Салбули, р. 503

Самарта, р. 72, 296, 297

Самогдыкан, кл. 106

Самокут, пос. 116

Самокут, р. 57—59, 63, 116, 117, 295

Сан, р. 182, 522

Сангино, рч. 92

Сарам, р. 409

Сархой, р. 136, 138—140, 142, 143, 147, 148, 345, 348, 351

Сахюрта, р. 145

Саяно-Байкальская (Байкало-Саянская) горная область (нагорье, Байкальское высокогорье) 29, 32, 35, 134, 135, 211, 212, 263, 268, 282, 313, 439, 440, 461, 466—468, 470—472, 475, 485, 486, 488, 564, 566, 568

Саяно-Тувинское нагорье 134

Саяно-Тункинский район 27

Светлая, р. 24

Святой Нос, п-ов 12, 15, 48, 49, 51—53, 55, 56, 67, 290, 291, 472, 501, 502, 543, 572

Северное Прибайкалье 7, 14, 35, 63, 69, 115—118, 120, 126, 129—131, 133, 134, 206, 207, 282, 323, 330, 335, 391, 463, 465, 466, 469, 485, 499, 523, 571, 585

Северо-Байкальская группа озер 26

Северо-Байкальское нагорье 14, 30, 117, 121, 123, 124, 126, 127, 206, 208, 210—212, 282, 283, 323, 331, 343, 401, 403, 411, 463, 465, 466, 469, 470, 505—508, 510, 511, 565, 582

Северо-Восточное Прибайкалье 7, 49

Северо-Западное Забайкалье 95, 96, 98, 101, 102, 104, 114, 162, 163, 187, 188

Северо-Западное Прибайкалье 123, 124, 338, 507, 509

Северо-Муйский хребет 19, 117, 131, 132, 189, 201, 210, 295, 565, 568

Селенга, р. 10, 12, 21—23, 28, 30, 34, 88, 98, 162—164, 216, 218, 229, 258, 261—263, 268, 271, 272, 274, 275, 277, 278, 280, 314, 317, 344, 368, 378, 382, 405, 461, 487, 498, 516, 529, 536, 540, 551, 553—555, 558, 559, 562, 566, 574—579, 589

Селенгинск, село 556

Селенгинская Даурия 16, 18, 20, 29, 35, 237, 268, 271—273, 277, 278, 280, 405, 407, 441, 442, 444, 485, 564, 574, 576, 588—590

Селенгушка, р. 47, 262

Селендума, с. 218, 576

Сенцы, р. 43, 79, 80, 84, 85, 88, 353, 354, 480

Сerpentin-Горхон, кл. 139

Сиво, р. 440

Сидельта, р. 195

Сильвэ, р. 451

Сининда, р. 105, 111

Сира, р. 198

Слюдянка, г. 68, 284, 444, 489

Слюдянский район 38, 45—47, 65, 288, 292, 536, 556

Снежная, р. 45, 286

Снежная, станция 558

Солзан, р. 286

Соль, р. 207

Сорока, р. 85, 305, 348

Сосновка, бухта 48, 51, 53

Сосновый Бор (Бадары), урочище 567

Сотниково, дер. 250

Средне-Витимская горная страна 14, 34, 35, 57, 63, 66—68, 115, 117, 118, 120, 125, 126, 129, 132, 133, 135, 189, 195, 199, 203, 205—207, 210, 212, 282, 283, 292, 295, 313, 319, 321, 328, 330, 334, 344, 365, 367, 391, 392, 395, 401, 463, 465, 466, 499, 504, 506—508, 510, 511, 519

Среднее Прибайкалье 66

Средне-Сибирское плоскогорье 19, 260

Средний Витим, р. 63, 64, 131, 189, 203, 205, 206, 212, 330, 338, 468, 492

Средний Мамакан 189, 190, 196, 198, 199, 202, 204

Средняя Якша, кл. 108

Становое нагорье 19

Субира, р. 145

Субуктуй, рч. 449

Субэ, кл. 168, 390

Суваниха, кл. 173

Сульфатное озеро 279

Сусер, р. 73

Сутай, дер. 231

Сухара, р. 229, 233, 252

Сухая, дер. 559

Сухинский, мыс 48, 55

Сынныр, хр. 124, 125, 206, 331, 508

Т

Табхар-Обо, урочище 250

Тага, р. 264

Тажон-Гол, р. 74

- Тайторка, р. 451
 Таксима, р. 57
 Талакон, р. 174
 Таланка (Таланчанская), губа 48
 Талая, дер. 262
 Таликит, р. 177
 Таловский вулкан 460
 Талои, р. 118, 126, 189, 190, 192, 193, 195, 196, 200, 210, 334, 496, 508
 Талой, р. 175, 187
 Талоконам, кл. 173
 Тамыр, р. 218—220
 Тамирская грива 13, 218—220, 359, 363, 418, 528
 Тамча, пос. 454
 Тамчинская степь (низменность) 241—244, 248, 530
 Танхой, станция 259, 262, 269, 534, 562, 568
 Танхойская Осиновка, р. 47
 Тасархой, падь 233
 Татаурово, станция 164, 575, 577
 Теленкова, р. 409
 Темник, р. 23, 45, 88, 94, 148, 161, 286, 489, 526, 571
 Тёс, р. 559
 Тилим, р. 254
 Тимптон, р. 38
 Тисса, р. 43, 79, 482, 571
 Тологой, гора 270—273, 577, 578
 Толга, р. 71, 73
 Томпуда, р. 47, 53, 100, 109, 111, 179, 210, 392, 513
 Топо, р. 111
 Топхор-Желга, р. 37, 79, 80, 286
 Тора, хр. 223, 224, 226, 528
 Торей, рч. 493
 Точеро, р. 106
 Трилобитовый ключ 180
 Тубота, р. 41
 Тугнуй, р. 527, 528
 Тугнуйский хребет 527
 Туколами, рч. 132, 209
 Тулдунь, р. 57, 59, 118
 Тулуя, р. 113
 Тумелик, р. 71, 311
 Тумусун, р. 452
 Тунка, р. 22
 Тунка, село 444, 448, 556
 Тункинская «крепость» 558
 Тункинские белки (гольцы, хребет) 18, 19, 44, 69—71, 76, 227, 228, 270, 274, 307, 475, 477, 572, 588
 Тункинский отрог 572
 Тунку-Нур, оз. 73, 296
 Туран, село 556
 Туранка, р. 306
 Турик, р. 132, 181
 Турка, р. 24, 50, 98, 102, 103, 162, 165, 167, 169, 187, 378, 379, 390, 496, 501
 Турлико, р. 181
 Турокча, р. 105
 Турхул, урочище 254, 255
 Тустук, р. 83, 348, 349
 Тяя, р. 14, 15, 118, 121, 127, 130, 131, 468, 508, 511
 Тянь-Шань 533
- У
- Уакит, р. (см. Муя) 96, 97, 112, 113, 182, 515
 Убур-Хонголкой, р. 44
 Уда, р. 10, 12, 21, 23, 30, 34, 35, 162, 163, 168, 215, 223, 226, 227, 229, 230, 235, 239, 250, 277, 278, 351, 382, 383, 391, 405, 414, 416, 424, 430, 432, 440, 444, 446, 452, 468, 472, 496, 498, 499, 528, 531, 576, 577
 Удокан, хр. 559
 Удунга, р. 363
 Узкий, кл. 191, 205
 Уклонь, р. 207
 Уколкит, р. 110, 111, 513
 Уколкитский хребет 131, 132, 210, 521, 522
 Укшум, р. 177
 Улады, р. (падь) 218, 219
 Улан-Бургасы, хр. 12, 19, 21, 48, 229, 250, 377, 411, 486, 487, 492—494, 496, 497, 526, 531, 542, 565, 578
 Улан-Удэ, г. 16, 21, 23, 164, 213, 214, 250, 264, 265, 271, 277, 314, 317, 367, 405, 431, 453, 530, 531, 547, 559, 575—577
 Улейгчин (Улекчин), р. 157, 215, 313, 365
 Уленга, р. 155
 Улзыга, р. 82, 84, 145
 Ульдзуйтуй, р. 162, 163, 169—172, 382
 Улюг, р. 514
 Улюн, р. 20, 276
 Унгдар, хр. 121, 565
 Уныман-Барон, гора 47, 69
 Урал 347
 Урбикан, р. 48, 50, 55
 Урда-Гарган, р. 297
 Урда-Джатхоз, р. 72
 Урда-Ока, р. 38, 42, 80, 227, 300, 305, 353, 358, 588
 Урик, р. 38, 40—42, 79—82, 84, 85, 286, 297, 303, 348, 354, 358, 477, 478
 Урта-Гол, р. 73, 74, 296, 301
 Урундучи, гора 452
 Усой, р. 107, 108, 178, 183, 496
 Утулик, р. 90, 91
 Уха-Гол, р. 144
 Ушканьи острова 444, 501
 Уюнь-Холдонга, рч. 443
- Ф
- Фертик, мыс 56
 Фролиха, оз. 26
 Фролова, мыс 569
 Фуглова, р. 173
- Х
- Хазалхы, р. 83
 Хаим, р. 100
 Хайт, р. 38, 81, 85, 354, 358
 Халдей, р. 99, 100
 Хамар-Дабан, хр. 7, 10—12, 19, 21, 30, 34, 37, 42, 45—47, 54, 63, 65—69, 88, 90—92, 94, 95, 133, 134, 148, 164, 229, 250, 276, 282—286, 288, 289, 291, 301, 306, 311—315, 317, 319—321, 363, 365, 368, 411, 440, 442, 447—449, 451, 452, 466,

472, 474, 475, 485—495, 497, 526, 529,
536, 537, 543, 547, 565, 568—571, 575,
577, 582, 583, 585, 590
Хамбинский хребет 27, 233, 239, 241, 418,
444, 451, 454, 527, 530
Хамней, р. 92, 149, 152, 313—315
Хамнигадай, р. 219
Хангай (Хангайское нагорье) 214, 575,
586
Хангарул, р. 45
Хангар-Ульский хребет 90
Хандагайка, р. 276
Хара-Гол, р. 68
Хара-Дабан, пос. 307
Хара-Тологой, р. 43
Харацай, село 149
Харгангуйский хребет 63
Хасуртый, р. 152, 153, 155, 156, 362
Хибелен, мыс 120, 124, 125, 330
Хилизар-Дубху-Ула, гора 18
Хилок, р. 12, 22, 23, 34, 35, 220, 223, 226,
227, 231, 234, 237, 278, 378, 391, 416,
444, 451, 452, 498, 532, 559, 576, 577
Химгильда, р. 167
Хобок, р. 270
Хсбуты, р. 44
Хойгот, р. 516
Хойто-Боксон, р. 140
Хойто-Ока, р. 43, 305, 348, 350, 351, 354
Холинка, рч. 183—185
Холодная, р. 15, 118, 119, 127, 130, 206—
209, 511, 585
Холой, р. 14, 163, 169, 172, 254, 378,
496, 498
Хомый, р. 390
Хонхолойка, рч. 229, 231
Хончен, р. 81, 82, 302, 354, 480
Хорё, р. 44, 79, 80, 84, 85, 136—140,
144, 145, 147, 148, 307, 480, 482, 483
Хоруха, хр. 215
Хохюр-Гол, рч. 227
Хохюр-Желга, р. 140, 145
Хохюрта, р. 149, 150, 152
Хубсугул-Далай, оз. 558
Хубыга, р. 74
Худога, падь 235
Худжингин-Нуру, хр. 559
Худун, р. 34, 391, 472
Худунский хребет 18, 213, 451
Хужиртай-Гол, р. 43, 145, 228
Хужиртай-Горхон, р. 143
Хулугайша, р. 451, 452
Хулуда, кл. 163, 169, 170, 172, 183, 184,
187
Хурай-Цакир, вулкан 460
Хурай-Цакир, падь 454, 455
Хуртуга р. 149, 152, 417, 420, 421
Хурэн, р. 83
Хухайта, хр. 223, 224, 226, 528
Хуша-Гол, кл. 354
Хыбыкта, кл. 163
Хэнтэйский хребет 214

Ц

Цаган-Дабан, хр. 12, 18, 89, 214, 226,
229, 363, 368, 382, 383, 404, 405, 418,
419, 424, 454, 472, 528, 577.
Цаганская степь 558

Цаган-Усун, хр. 63
Цаган-Хунтей, хр. 226, 451, 454
Цаган-Хуртей, хр. 18, 226, 404
Цакирка, р. 366
Цежа, р. 422
Центральное Забайкалье 382, 466, 585
Ципа, р. 14, 15, 25, 63, 96, 112, 176, 177,
451, 492, 496, 497, 503
Ципикан, р. 14, 96—98
Ципинский Горбылок, р. 96

Ч

Чара, р. 295
Чарский район 556
Чая, р. 15, 121, 124, 125, 127, 129, 130,
206—209, 322, 331, 338, 506—508, 511,
520
Чаянгро, р. 129, 511
Челолек, р. 189, 190, 192
Черемхово, г. 546
Черная грива 48, 501
Черная Тагна, р. 287
Черный Иркут, р. 311
Чивыркуйский залив 51, 57, 290, 501, 540
Чикой, р. 12, 22, 23, 216, 218, 220, 226,
234, 235, 272, 278, 378, 391, 404, 409,
416, 441, 442, 444, 447, 449, 451, 454,
455, 487, 498, 576, 577
Чина, р. 101, 106, 162, 173, 175, 515
Чуро, р. 24
Чуя, р. 511

Ш

Шазаги, падь 219
Шаманка, р. 276
Шаралдай, село 252
Шегнанда, р. 54
Шербакхта, р. 254
Шибирка, рч. 164
Шивирь, р. 219
Шимки, село 451
Шишковка, пос. 250
Шулуг, гора 220
Шумак, р. 38, 73, 75, 77, 228, 297
Шумный, кл. 127

Э

Энхалук, пос. 559
Эхэ-Хайр, р. 38, 39, 45

Ю

Юго-Восточное Прибайкалье 133
Юго-Западное Забайкалье 7, 11, 35, 69,
88, 89, 95, 133, 135, 148, 162, 217, 283,
288, 311—314, 320, 321, 359, 367, 376—
378, 385, 462, 464, 468, 470, 582, 592
Юго-Западное Прибайкалье 9, 35, 43,
46, 263, 264
Южное Забайкалье 363, 587

Южное Прибайкалье 35, 37—41, 43,
45—47, 53, 54, 57, 63, 65, 88, 89, 92,
95, 283—289, 311—314, 320, 321, 359,
360, 363, 367, 376, 377, 448, 451, 462,
464, 489, 523, 524
Южное Приольхонье 64, 468
Южно-Муйский хребет 19, 20, 101, 112,
114, 118, 120, 132, 133, 176, 182, 206,
340, 344, 377, 378, 385, 386, 491, 502,
506, 515, 520—522, 565
Юктокон, гора 113
Юмурчен, р. 254

Я

Яблоновый хребет 498
Якра, р. 190, 191, 193
Яксакан, губа 48
Якша, кл. 174
Ямаата, р. 145
Ямбуй, р. 103, 104, 165, 169, 187, 390
Янгуд, р. 57—59, 100, 117, 118, 128,
131, 189, 190, 192, 193, 195, 196, 199,
202—205, 328, 334, 392
Янхор, р. 42, 80
Янчуй (Янчуй-Катерский), р. 100, 112,
514, 515
Янчуй—Верхне-Ангарский, р. 515

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Абчадская свита 121, 122
Айлыгская толща (свита) 87, 88
Акитканская серия 120, 122—126, 323, 330—334, 465, 507—509
Алдано-слюдянская фация 67, 68
Алдано-слюдянский метаморфический комплекс 68, 285, 288
Алданская (или иенгрская) серия 46
Алданский массив (щит, плита) 38, 46, 64—68, 288, 292, 491, 506, 517
Алтае-Саянская складчатая система 475
Алтае-Саянский гипербазитовый пояс 468
Алянгинская синклиналь 496
Амалатский плутон (массив, глыба) 30, 96, 434, 435, 438, 439, 469, 470, 488, 489, 491—493, 503, 510, 516, 582
Амольский массив 388
Амуру-Зейский прогиб 243
Амутская впадина 276
Анабарский щит 288
Ангаро-Витимский батолит (плутон) 341—344, 514, 515
Ангаро-Ленский передовой прогиб 517
Ангаро-Мамская впадина 517—519
Ангаро-олекминская (или ангаро-тимптонская) серия 46, 47, 66
Ангарский надвиг 529
Апатит (апатитовые руды) 10, 47, 57, 69
Арахонголдойский грабен 479
Аргодинский массив 96, 491, 492, 510, 516
Арлыкгольский базальтовый покров 448, 452
Арлыкская толща (свита) 71, 137
Арсеньевский массив 378—381
Асбест 10, 31, 299, 351, 363
Асектамурская впадина 508
Асениктинская синклиналь 519, 520
Атарханский массив 378
Ауглейская свита 175

Б

Байкалиды 33
Байкало-Витимское поднятие 338, 341, 343, 510, 511, 513, 517—521
Байкало-Патомский краевой прогиб 510, 517, 583
Байкало-Патомское поднятие 391

Байкальская впадина (прогиб) 29, 30, 35, 261—263, 270, 274, 441, 537, 538, 544, 547, 550, 551, 554, 562, 565, 568, 571
Байкальская геосинклиналь 134
Байкальская глыба (массив) 30, 343, 488, 491, 492, 500, 501, 503, 582
Байкальская складчатая зона (структурно-фациальная зона, система) 475, 481, 486, 490, 506, 529
Байкальские разломы 537, 558, 560
Байкальский антиклинорий 524
Байкальский комплекс 69, 78, 109, 124, 334, 490, 509
Байкальского типа впадины 35, 37, 258, 259, 264, 267, 268, 274, 276—278, 280, 442, 444, 445, 534, 535, 537, 546, 550, 565, 568, 570, 571, 590
Байнзурхенская свита 239, 243—245, 247—249
Балбагарская свита 102—104, 165, 169
Балбагарское железорудное месторождение 12
Баллаганахская подсерия 131
Балыктыгхемская толща (свита) 87
Бамбуйская толща 64
Бамбуйский синклинорий 496
Баргузино-Катерский синклинорий 513—515
Баргузинская впадина 19, 30, 35, 259, 261—263, 269, 270, 274—277, 536, 540, 544, 547, 549—552, 558, 568, 574, 590
Баргузинская свита 14, 109—111, 133, 179, 513, 514, 521
Баргузинский интрузивный комплекс 101, 111, 283, 338, 341, 344, 385, 465, 516
Баргузинский сброс 536
Баргузинский синклинорий 498
Барташинский интрузивный комплекс 286
Барунгольская свита 70, 71, 74, 75, 77, 137, 479, 483
Баунтовская впадина 35, 274
Баянгольская интрузия 440
Баянундурский лакколит 446
Безымянская свита 40, 45—47, 91
Белозерская свита 251
Белозерский комплекс 443
Белозерский лакколит 446
Белозиминский комплекс 469, 470
Бельский комплекс 287
Березовская свита 216, 229—231, 235, 256, 257, 433, 588
Билинская толща (свита) 87
Билютинское поднятие 482

- Бирамьинская свита 14, 179—181, 206, 211, 521
 Бирамьинская синклираль 179
 Бирамьинская структурно-фациальная зона 162, 163, 179, 181, 188, 212
 Бирамьинский комплекс основных интрузий 283, 360, 363—365, 367, 371, 391, 392, 463, 495, 497
 Битуджидинская свита, толща (битуджидинский комплекс) 88, 91—95, 133, 150, 154, 155, 158, 311—313, 315, 360, 403, 430, 493, 497
 Бичурский комплекс 463
 Богдаринская свита 175, 176, 183, 186, 187, 521
 Богдаринский синклинорий 496
 Бодайбинский внутренний прогиб 510
 Бодайбинский массив 493
 Боксон-Забитская депрессия 482
 Боксон-Сархойский синклинорий (грабен-синклираль, структура) 136, 137, 139, 145, 477, 480, 482—485
 Боксонская свита 136, 137, 139—145, 147, 148, 212, 345, 348, 477, 480—484
 Боксонский комплекс 462, 468, 477, 485
 Больше-Жидойский массив 469
 Большереченская свита 478
 Большой Саянский разлом 41, 300, 305, 480
 Боргойская впадина 13, 215, 226, 238, 239, 251, 272, 280, 440, 446, 449, 451, 453, 531, 532, 540, 544, 550, 575
 Боргойская свита (толща) 89, 90, 149, 212, 213, 215, 216, 218, 220, 404, 405, 433, 462, 470, 499, 587
 Бор-Урях, плутон 440
 Ботогольский массив (нефелиновые сиениты) 354—356, 358, 359, 411, 462, 469
 Ботогольское месторождение, рудник (графит) 7, 354
 Боярское графитово-силлиманитовое месторождение 12, 13
 Букачачинская свита 247
 Булуктаевская подсвита 152, 154—156, 158, 159, 495
 Булуктаевские граниты 414, 419, 420, 424, 430
 Булуктаевский интрузивный комплекс 415—417, 463
 Булундинская свита 116, 117, 175
 Булундинский синклинорий 502
 Бурлинская свита 98, 100
 Бурлинский синклинорий 516
 Бурпалинский массив (плутон) 396, 399, 469
 Бурундинская (ауглейская) свита 105—107, 173, 174, 176, 179, 206, 340, 344
 Буту-Гольская глыба 37, 44, 284, 285, 300, 307, 477—480
 Бырчинская серия 235
 Быстринская впадина 270
- В**
- Василевское рудопроявление (железо, марганец) 114, 176
 Верхне-Ангарская впадина (депрессия) 19, 35, 274, 276, 446, 513, 515, 520
 Верхне-Боргойский лакколит 446
 Верхне-Бурульзайский массив 434, 435, 438, 439
 Верхне-Витимская геосинклираль 212, 391, 520
 Верхне-Витимский эвгеосинклинальный пояс 510, 513, 516, 517
 Верхнемолчанская свита 243
 Верхне-Онотский массив 300, 302
 Верхнепадринская свита 126, 509
 Верхне-Сирский антиклинорий 502
 Верхне-Сутольский массив 378
 Верхне-Чайская синклираль 207—209
 Верхне-Чининская впадина 264, 573
 Верхне-Янгудский синклинорий 502
 Верхняя джалагунская свита 129, 130, 512
 Верхняя дулешминская свита 182, 522
 Верхняя падроканская свита 191—194, 204, 205, 210, 212
 Верхняя санская свита 182, 522
 Верхняя янгудская свита 202—205
 Верхоленская свита 187
 Верхоянская складчатая система 587
 Витимканский (кункудеро-мамаканский) комплекс 111, 126, 211, 283, 335, 339, 377, 385, 391, 392, 394—396, 401—404, 465, 509, 522
 Витимо-Селенгинский синклинорий (прогиб) 529, 576
 Витимская толща 64
 Витимский массив 334, 335
 Витимский плутонический комплекс 193, 282, 334, 498
 Витимское плоскогорье (плато) 442, 444, 445, 447—449, 451—455, 469
 Восточно-Саянская структурно-фациальная зона 212
- Г**
- Газ (газоносность) 550
 Галгатайская свита 231, 232, 256
 Гарганская глыба 43, 44, 146, 284—287, 297, 303, 477—479, 481, 495, 582
 Гарганская свита 81
 Гарганский гранитный массив 96, 297, 300, 303—305, 492
 Гарганско-Бутугольская антиклинальная зона 477—480, 484
 Гаргинская серия 96—98, 104, 114, 120, 121, 174
 Гаргинский массив (глыба) 37, 70, 300, 491, 510, 516
 Гарлыкская свита 71, 77, 137, 299
 Гарлыкский массив 300, 301
 Гегетуйская впадина 238, 251, 252, 531
 Гегетуйская свита 149
 Гегетуйский интрузивный комплекс 415—417, 419, 433, 463
 Главная антиклинальная зона Восточного Саяна 70, 297, 300, 307, 477—480
 Глины огнеупорные 266
 Голоустенская свита 124, 334, 490, 509
 Горбылокская серия 96—98, 114, 120
 Горбылокский массив 96, 492
 Горячегорский массив 440
 Графит, графитовые сланцы, графитовые известняки и другие графитовые породы 7, 31, 43, 44, 47, 52, 53, 66, 69, 81, 88, 90, 91, 94, 97, 111, 354, 581
 Гремячинский антиклинорий 501

Громотухинская антиклиналь 56
 Громотухинский горизонт 52, 53
 Гуджирский интрузивный комплекс 283,
 414—416, 420, 421, 425—427, 429, 430,
 432—434, 463
 Гукитская свита 190—193, 204, 205, 212
 Гулхенский плутон (массив) 435, 436,
 439, 469
 Гунтуйский лакколит 446
 Гусиноозерская впадина (мульда, де-
 прессия, котловина) 13, 18, 233, 238,
 239, 241, 242, 246, 257, 446, 447, 451,
 454, 530, 540, 544, 550
 Гусиноозерская серия (свита) 13, 221,
 235, 238, 239, 247—253, 256, 257, 260,
 265, 360, 420, 430—432, 453, 530, 531,
 586, 588, 589
 Гусино-Удинская впадина 264, 265
 Гутайская свита (толща) 213, 214, 404,
 410—412, 499

Д

Дабан-Горхонская котловина 239
 Дабатская свита 99, 100
 Дабхорская антиклиналь 531
 Дабхорский интрузивный комплекс 415,
 416, 425, 426, 433, 434
 Дабхорский лакколит (массив) 446, 531
 Даванский массив 332
 Даурский комплекс 213, 377, 382, 391,
 405, 406, 410, 499
 Дахунурская интрузия 440
 Даялыкский массив 300, 302, 303
 Делюнская свита 125, 127, 128, 130, 328,
 512
 Делюн-Уранская зона прогиба 510, 511
 Делюн-уранская подсерия 127, 129—
 131, 133, 191, 208, 335, 337, 508, 511,
 520
 Денжигур, массив 348
 Джалагунский синклиорий 511, 512
 Джелаунский массив 339, 340
 Джидинская впадина 440, 449, 451—453
 Джидинская свита 150—152, 154, 159—
 161, 363
 Джидинская структурно-фациальная
 зона 188, 211, 212
 Джидинский интрузивный комплекс 165,
 221, 283, 298, 360, 365, 367, 368, 371,
 372, 374—377, 382—385, 391, 404, 405,
 407, 411, 463, 495, 497, 499
 Джидинский синклиорий 152, 153, 363,
 365, 368, 433, 495—497
 Джидо-Витимская подвижная область
 587
 Джидо-Удино-Витимский эвгеосинкли-
 нальный пояс 585
 Джидо-хилокская серия 215, 296
 Дзунбаинская свита 241, 250
 Дибинская свита (толща) 70, 79, 85, 88
 Довырен-Йокский массив 335—337, 508
 Довыренский комплекс 131, 282, 335—
 337, 339, 340, 465, 507, 511
 Долон-модонская свита 152, 156—158,
 363, 495
 Древнее темя Азии 33, 70, 135, 150, 473,
 474, 485, 499, 500, 523, 524, 534, 564,
 582

Е

Еравнинская депрессия 15
 Ерминская свита 39, 286, 287

Ж

Жанокская толща 177—179
 Железо (минералы железа), железные
 руды (месторождения железа) 11—13,
 31, 47, 57, 69, 95, 121, 123, 256
 Жидойская свита 39, 43
 Жиндоконская свита 213, 214

З

Забайкальская структурно-фациальная
 зона 527
 Забайкальский эвгеосинклиальный пояс
 169, 391, 520, 522
 Забит-Боксонская «структурная депрес-
 сия» 482
 Заганская антиклиналь 492, 528
 Заганский интрузивный комплекс 283,
 313, 314, 317, 319—321, 465
 Заганский массив 317, 318, 492
 Загустайская впадина (мульда) 530
 Загустайско-Убукунская структура 243
 Зазинская депрессия 15, 255
 Зазинская свита 255
 Западно-Забайкальский мезозойский
 пояс 35
 Зачикойская серия 407
 Зее-Буреинская депрессия 552
 Зого, свита 39, 41, 42
 Зуевско-Бургагастайский массив 378
 Зунгольский комплекс 365
 Зунмуриинская свита (комплекс) 88, 90,
 91, 93, 94, 494
 Зунойногорская подсвита 152, 155, 156,
 158, 159, 495
 Зун-Холбинский гранитоидный массив
 300, 303

И

Ивановская свита 104, 105
 Иволгино-Удинская депрессия (впадина)
 250, 576
 Иволгинская впадина 13, 238, 250, 540,
 544, 550
 Икатская свита (серия) 107—109, 133,
 175, 494, 515
 Икатская структурно-фациальная зона
 100, 104, 107, 109, 114, 169
 Икатский интрузивный комплекс 282,
 314, 338—341, 392, 465
 Икатское рудопроявление марганца 114
 Илеирская (илигирская) толща 59, 60,
 63, 66, 293, 503
 Илеирский антиклинорий 502
 Илейская толща 462, 471
 Илигирская свита 59
 Иликтинская свита 120
 Ильчирская впадина 477
 Ильчирская свита 71, 73, 74, 477—479,
 484
 Ильчирский асбестоносный массив 297
 Ильчирский интрузивный комплекс 468,
 477—479, 481
 Ильчирский синклиорий 70, 71, 73—76,
 78, 88, 295, 297, 300, 307, 477—479,
 481, 484

Ильчирское месторождение (асбест) 10, 73, 296
 Имундинский прогиб 478, 479
 Инолоктинский массив (плутон) 434—436, 439, 440, 469
 Иномакитканская синклиналь 519, 520
 Ирельский комплекс 126, 282, 331, 334, 335, 465, 466
 Иркандинская свита 179, 181, 206
 Иркутная свита 70—74, 78—81, 88, 477, 479, 480
 Иркутский амфитеатр 473, 481, 542—544, 564
 Иркутский угленосный бассейн 231
 Исташинская свита 165, 170, 176, 183—187, 499, 523
 Исташинская синклиналь 497
 Итанчинская свита 98, 99, 167
 Ичетуйский комплекс 217, 283, 415—420, 433, 434, 463

К

Кадаликанская подсерия 130, 133, 511
 Кадалинская свита (толща) 114, 176—179
 Казанка, свита 189
 Катерская серия 112, 127, 131—133, 328, 513, 514
 Катерская (Баргузинская) структурно-фациальная зона 98, 100, 109, 112, 131, 180
 Катерский комплекс 282, 338, 341, 394, 465
 Катковский антиклинорий 502
 Качергатская свита 490, 509
 Качойский комплекс 391—394
 Кижингинская впадина 238, 253, 254
 Кикинский массив 398
 Килианская (Баргузинская) зона разлома 505
 Килианская подсерия (толща) 98, 116—118, 120, 512
 Килианский внутренний прогиб (грабен) 118, 395, 519
 Килианский массив серпентинитов 326
 Китойская свита 40—42, 44, 46, 47, 69
 Китойский интрузивный комплекс 287
 Кня-Шалтырский массив 440
 Ключевский фациальный комплекс 262
 Комушкинская свита 250
 Кооктинская свита 206, 210, 211
 Краски минеральные 266
 Куандинский комплекс 282, 322—324, 465, 507
 Кудунский комплекс 217, 283, 463
 Култукская свита 40, 45, 46
 Кункудеро-мамаканский (кункудерский) комплекс 283, 463, 470, 520
 Курбино-Витимский синклинорий 496
 Курбинская свита 102—104, 133, 165, 172
 Курбинская структурно-фациальная зона 98, 102
 Курбуликская антиклиналь 56
 Курбуликская свита 50—53, 56
 Кургузильский массив 440
 Курковочный комплекс 38
 Кяхтинская глыба 470
 Кяхтинское месторождение (силлиманитовые сланцы) 13, 69

Л

Лазурит 47, 68
 Лено-Вилойская впадина 552
 Ловозерский массив 396
 Лысогорская свита 250, 251
 Лысогорское месторождение (уголь) 250
 Люнку, синклиналь 502

М

Магнезит 363
 Максимихинский синклинорий 501
 Малокосинская свита 123—125, 509
 Малокуналейский комплекс 283, 414—416, 421, 423, 424, 430, 433, 434, 463, 471
 Мамакано-Кункудерская зона разлома 505
 Мамаканская надсвита (толща) 189, 190, 196, 197, 199, 200, 206, 519
 Мамаканский внутренний прогиб 210
 Мамаканский комплекс 395
 Мамская зона разлома 505
 Мамская толща (подсерия) 121, 131
 Мамско-Бодайбинская зона 511
 Мамско-оронский комплекс 131, 335, 337, 338, 342, 465, 513
 Мангатгольская свита 136, 137, 145—148, 212, 477, 480—482, 484
 Марганец (марганцевое оруденение) 14, 88, 107, 114, 176, 200
 Марковская антиклиналь 56
 Мивокская свита 53
 Мирабилит 278, 279, 591
 Михайловский массив 378—380
 Мишихинский фациальный комплекс 262
 Монголо-Байкальская сейсмическая зона 560
 Монголо-Охотский пояс 586, 591
 Монгошинская свита 70, 71, 73, 75—79, 84—88, 138, 139, 299, 301, 304, 477, 479, 480, 482, 483
 Мондинская впадина 270, 276, 451, 452, 477, 567
 Мотская свита 205, 212
 Муйская впадина 35, 549, 559
 Муйская глыба (Муйские глыбы) 60, 63, 115, 122, 491, 492, 503, 585
 Муйская серия (толща) 63, 64, 98, 115, 117, 120, 123, 124, 126, 207, 282, 324, 325, 339, 465, 504, 506—509, 511, 520, 522
 Муйский комплекс 207, 324, 329, 335, 337, 465, 506, 509
 Мунку-Сардык, массив (плутон) 479
 Мункусардыкский интрузивный комплекс 283, 296, 300, 307, 309—311, 464, 479
 Муртойская свита 239, 241—243, 247, 255
 Муковит (муковитопроявление, месторождения) 10, 98, 344
 Мухейская впадина 266
 Мухейская свита 260, 265, 266, 589
 Мухинское месторождение (уголь) 250
 Мухорталинская впадина 447, 451, 453, 454
 Мухорталинское месторождение вулканического стекла 447

Мухтунная свита 112, 113, 182, 515, 522
 Мылдылгенская свита 102, 161, 165, 167, 169
 Мылдылгенская синклиналь 496

Н

Намаминская зона разлома 468, 513, 521
 Намаминская свита 109
 Нарингольская свита 227
 Нашитуйский комплекс 283, 360, 365—367, 371, 495, 497
 Нерундинская свита 113, 515
 Нефрит 299, 301
 Нижне-Бурульзайский массив 434, 435, 439, 440, 469
 Нижне-Изголовинская синклиналь 56
 Нижне-Ичетуйское месторождение (нефелиновые сиениты) 13
 Нижне-Оронгойская депрессия 250
 Нижнепадринская свита 126, 509
 Нижняя джалагунская свита 128, 130, 512
 Нижняя дулешминская свита 182, 344
 Нижняя падроканская свита 190—192, 194, 204, 205, 210, 212
 Нижняя санская свита 182, 522
 Нижняя янгудская свита 192, 199, 200, 202—205
 Нирококонская впадина 276
 Нирококонский антиклинорий 513, 515
 Нюрундуканская свита 118, 120
 Няндонинская свита 109—111, 132, 133, 179, 464, 513, 514, 521

О

Обручевский сброс 543, 571
 Огемский массив 522
 Огнитский комплекс 228, 351, 470, 471
 Озерская свита 53, 55
 Окино-Ключевское месторождение (уголь) 238
 Окинская впадина 477
 Окинская глыба (антиклинальная зона) 37, 43, 284, 287, 477—480
 Окинская (ильчирская) свита 70, 79, 81, 82, 84, 88, 295, 301, 302, 307, 464, 479, 480, 482—484
 Окинский синклиниорий 70, 79, 81, 84, 85, 300, 303, 307, 354, 477—482, 484
 Окталахтинская свита 121, 122
 Олдындинская свита 102, 161, 164, 168—172, 179, 183, 462, 496
 Олдындинская синклиналь 496
 Олокитская толща 129
 Олокитско-Мамская свита 511
 Ольгинский прогиб 478
 Онгоконская свита 50—52, 56
 Онинская синклиналь 70, 496
 Орловская антиклиналь 56
 Оронгойская впадина 13, 238, 241, 243
 Оснинская свита 73
 Оснинский интрузивный комплекс 282, 296—299, 464
 Оснинский массив 297, 299, 481

П

Падринская серия 120, 123, 125, 126, 194, 330, 334, 465, 508
 Падринский внутренний (межгорный?) прогиб 125, 583
 Падроканская свита 189, 193, 198
 Парамская зона разлома 505
 Парамская подсерия 116
 Парамский массив серпентинитов 326
 Патомская серия 122, 127, 130, 133, 335, 337, 338, 511
 «Перевал», месторождение (цементные известняки) 69
 Перевальная свита 40—42, 45—47, 69
 Петропавловская свита 215—217, 220—223, 230, 256, 360, 411, 418, 419, 430, 433, 462, 527, 586, 587
 Поделочные камни 237
 Посольский надрыв 529
 Прибайкальская зона разломов 505
 Прибайкальский высокогорный неоген-антропогенный пояс 29, 35, 561, 590
 Прибайкальский краевой прогиб 525
 Приморский комплекс 506
 Приморский сброс 501, 505

С

Саган-Сарская грабен-синклиналь 477, 479, 483, 484
 Сагансарская свита 137, 479
 Сагансарский лавовый поток 448, 452
 Сайжеконский массив 434, 435, 438, 469
 Сайжинский комплекс 463
 Сайжинский плутон (массив) 434—439, 469, 470
 Салаирская геосинклиналь 188
 Самартинский массив 297
 Самокутская свита 116
 Самокутский синклиниорий 59
 Сангинская котловина 238
 Санская серия 113, 182, 183, 206
 Сарминская серия 120
 Сархойская свита 79, 136—140, 142, 144—147, 299, 304, 311, 345, 346, 348, 462, 477, 480—484
 Сархойская синклинальная зона 482
 Сархойский комплекс 283, 351, 353, 462
 Саяно-Байкальская геосинклиналь 65, 114, 212, 468
 Саяно-Байкальское сводовое поднятие 523, 541—547
 Саяно-Тувинская геосинклиналь 212
 Саянский интрузивный комплекс 296, 299—302, 304—306, 315, 365, 464, 481
 Святоносская свита (толща) 49—51, 53—55, 62, 63, 290, 501
 Святоносский синклиниорий 56, 66, 502
 Северо-Муйская глыба 30, 57—59, 62, 63, 117, 118, 120, 189, 190, 196, 198, 199, 488, 491, 502, 505, 506, 519, 582
 Селенгино-Удинская впадина 13
 Селенгинская депрессия 554
 Селенгинская свита (серия) 133, 239, 243, 244, 248, 252, 254
 Селенгинская структурно-фациальная зона 98, 100
 Сибирская платформа 7, 8, 37, 38, 40, 42, 68, 133—135, 203, 205, 212, 257, 259, 268, 284—287, 440, 466, 468, 470, 471.

- 473—475, 481, 483, 487, 488, 491, 499, 500, 506, 517, 518, 523—525, 537, 541, 544, 545, 547, 548, 564, 583, 584
- Сидельтинская свита 189, 192, 195, 196, 198, 204, 205, 210, 212
- Силлиманитовые сланцы (силлиманит) 41, 47, 65, 69, 89, 90, 95—98, 288
- Сирский синклиорий 502
- Слюда-мусковит (месторождения, рудопроявления) 98, 338
- Слюдяная серия (свита, толща) 39—47, 55, 62, 63, 65, 66, 68, 69, 91, 109, 287, 477, 478
- Слюдяное месторождение флогопита 68
- Сода 278, 279, 591
- Соль каменная (поваренная) 205, 278, 279
- Сосновоозерская впадина 238
- Сосновый Байц, месторождение железистых кварцитов 95
- Сотниковская свита 250, 251, 256, 257, 260, 265, 266, 589
- Средне-Витимская впадина 517—519
- Средне-Витимская структурно-фаціальная зона 188
- Среднепадринская свита 126, 509
- Средняя джалагунская свита 128, 130, 512
- Средняя янгудская свита 202—205
- Строительные материалы 12
- Субинская антиклиналь 496
- Субутуйская свита 91
- Суванихинская свита 104—106, 464, 494
- Сурумакитская свита 104
- Сусеровский массив 297
- Сылкинская антиклиналь 480
- Сыннырская серия 123—125, 129, 207, 331, 335, 465, 508, 520
- Сыннырский внутренний прогиб 124, 583
- Сыннырский массив (плутон) 396, 399, 404, 469
- Сюльбанская толща 123
- Т**
- Тажеранская свита 53, 55
- Тактыканская свита 104
- Таланчанская толща (серия, свита) 49—51, 53—55, 63, 66, 289, 502
- Таловский вулкан 460
- Талон-Королонская зона 120
- Талоинская впадина 517, 518
- Талоинская зона 505
- Талоинский внутренний прогиб 118
- Тальк 363
- Тамирская свита 215, 216, 218—220, 230, 236, 256, 257, 411, 418—420, 433, 462, 586, 587
- Таннуольский комплекс 367, 391
- Танхойский фаціальный комплекс 258, 262, 265
- Татауровская свита 164, 165, 314, 344
- Тельмамский комплекс 131, 511
- Темнижская толща (свита) 215
- Тепгоргинская серия 122, 126, 323
- Тилымская свита 104, 106—108, 174, 186, 494
- Тиссинская антиклиналь 479, 480
- Токсимская зона 505
- Тологойская свита 272
- Торская впадина 270, 448, 536
- Торф (торфяники) 10, 236, 275, 278, 534
- Точерская свита 175, 179
- Тугнуйская антиклиналь 528
- Тугнуйская впадина (котловина, депрессия) 18, 231, 238, 277, 447, 454, 528, 575
- Тугнуйская свита 216, 229, 231, 232, 237, 256, 257, 433, 462, 586, 588
- Тукаломийская свита 206, 209, 210
- Тудунская толща (серия) 59—63, 66, 293, 503
- Тулуинская толща 63, 113
- Тункинская антиклинальная зона 301, 306, 307, 477, 479, 480, 484
- Тункинская впадина 30, 35, 71, 258—264, 268—271, 274—276, 440—442, 447—449, 451, 452, 454, 455, 460, 477, 534—536, 538, 540, 544, 546, 547, 550—553, 561, 562, 567, 568, 572, 590
- Тункинская серия 39
- Тункинская система впадин 442, 444, 453
- Тункинский комплекс 78
- Тункинский сброс 535, 536, 558, 562
- Туранская впадина 477
- Туранский комплекс 313, 314, 464
- Тургино-Витимская свита 247, 255
- Тургинская свита 237, 243, 255
- Турицкая свита 179, 180, 206, 211, 344, 521
- Тучинский массив 434, 435, 438, 469
- У**
- Уакитская серия (свита) 113, 121, 122, 132, 133, 188, 515
- Уакитская структурно-фаціальная зона 98, 100, 112, 162, 163, 180, 182, 212
- Уакитский массив 96
- Убукунская впадина 13
- Убукунская свита 239, 242, 243, 252, 255
- Убукунский массив 378
- Уголь (угольные месторождения, угленосные отложения, каменноугольные отложения) 11, 13, 30, 36, 37, 228, 231, 237, 238, 242, 243, 245, 246, 250, 253, 256, 257, 259—264, 530, 532, 534, 536, 588, 590
- Удино-Витимская структурно-фаціальная зона 162, 163, 166, 172, 173, 179, 188, 211, 212, 381, 522
- Удинская котловина (впадина) 18, 530
- Удинская свита 216, 229, 256, 257, 283, 424, 432, 462
- Удинская синклираль 531
- Удинский интрузивный комплекс 432
- Удоканская серия 123
- Уюлжитская свита 109—111, 132, 133, 179, 328, 464, 513—515, 521, 522
- Уюлжитский антиклинорий 513
- Улангангинская свита 247, 255
- Улан-Сардык, массив 297
- Уленгинская свита 151, 160
- Улунтуйская свита 70, 78, 490, 509
- Ульдзуйтуйская свита 169
- Ульдзуйтуйская синклираль 496, 497
- Ульзытинский прогиб 478, 479
- Улюфская антиклиналь 519
- Ундур-Хасурское месторождение железистых кварцитов 95

Унукинский массив 522
 Урбиканская свита 53
 Урда-Дзокойская впадина 218
 Урда-окинский комплекс 296, 300, 464, 477
 Урикская свита 478
 Уриско-Бельская грабенподобная структура 478
 Уртагорльская свита 73, 74, 78, 88, 295, 296, 300, 301, 464, 481
 Урта-Гольский массив 300, 301
 Усойская свита 175
 Утуликская свита 91—93
 Уха-Гольский синклиниорий (грабен-синклиналь, структура) 136, 139, 477, 480, 483, 484
 Ухаубурская свита 151, 156
 Учуро-слюдянская серия 46, 47, 66, 581
 Ушаковская свита 205, 212

Ф

Ферганская депрессия 231
 Фосфаты (фосфатоносные песчаники, фосфоритизированные сидериты и другие фосфатоносные породы) 47, 144, 256

Х

Хаильский массив 378, 380, 381
 Хайтинская антиклиналь 480
 Хайтинская свита 41, 42
 Хамар-Дабанская глыба 30, 37, 45, 286, 477, 479, 488, 491, 582
 Хамардабанская свита 91
 Хамар-Дабанский антиклинорий 477
 Хамардабанский комплекс 283, 313—317, 319—321, 464
 Хангарульская толща, свита (хангарульский комплекс) 39, 40, 42—47, 63, 88, 91—93, 287, 477
 Харагольская свита 91
 Хара-Желгинский массив 297, 299
 Харальская толща (свита) 87
 Хара-Тологойская глыба 37, 43, 284, 477, 478, 480, 482, 483
 Харгигуйская свита 120
 Хасуртинская свита 152, 157, 363, 495
 Хибеленская свита 124, 509
 Хибинский массив 396
 Хилокская впадина 264, 576
 Хилокская свита 231, 232, 235, 252, 256, 257, 283, 426, 433, 462, 528, 586, 588
 Хилок-Чикойская депрессия 238
 Химгильдинская антиклиналь 496
 Химгильдинская свита 102, 164, 166—169, 171, 172, 462
 Хободольский массив 378
 Хойтогорльская впадина 477
 Хойто-Окинская антиклинальная зона 477
 Холбольджинская свита 239, 243, 248—250
 Холоднинская впадина 517—520
 Холоднинская свита (серия) 125, 206—210, 396, 403, 469, 520
 Холоднинский грабен 395

Хонголдойская глыба (выступ) 37, 38, 44, 45, 71, 72, 288, 307, 477, 479, 481, 582
 Хопровский комплекс 272
 Хорё, мульда 482
 Хохюртовская свита 150, 151, 462
 Хризотил-асбест 299
 Хром и его минералы 299, 363
 Хужиртайское месторождение (известняки) 142
 Хулгарэ-желгинский комплекс 41, 42
 Хурае-байбинский интрузивный комплекс 283, 414—416, 430, 432, 433, 463
 Хурай-Цакир, вулкан 460
 Хуртугинский интрузивный комплекс (граниты) 414—417, 419—421, 424, 430, 463
 Хысехинская антиклиналь 496

Ц

Цаганхунтейская свита 215—217, 220, 221, 223—227, 230, 256, 266, 360, 424, 432, 433, 462, 471, 528, 586, 587
 Цаганцабская свита 250
 Цакирская свита 149
 Цакирский комплекс 283, 360—362, 367, 371, 463, 495, 497
 Цементное сырье 47
 Центральная антиклиналь 482
 Центральная синклиналь 531
 Ципиканский массив 96
 Ципинская впадина 264, 278

Ч

Чайская свита 124, 130
 Чаиндинская свита 251, 257, 272, 531
 Чарская глыба 491, 506, 517
 Чахыртойская интрузия 440
 Чаынгрская подсерия 127, 129—131, 133, 511, 512
 Черемшанско-Кедровская синклиналь 56
 Чивыркуйская антиклиналь 56
 Чивыркуйский массив 343, 344
 Чикская, интрузия 440
 Чуйская (минья-абчадская) толща (серия) 115, 121—123, 129, 322, 338, 506—508

Ш

Шабартаевская свита 151, 154, 156
 Шаманская свита 54
 Шаралдайская впадина 238, 252
 Шарыжалгайская серия (толща, свита) 39—43, 45—47, 54, 63, 65, 66, 91, 286, 287, 477, 478
 Шумакская глыба 37, 38, 44, 45, 71, 74, 284, 307, 477, 582
 Шумихинская свита 39, 55
 Шумнинская свита 126—128, 191, 509, 512
 Шутхулайская глыба 37, 43, 44, 284, 477, 478
 Шутхулайская толща 87, 88

Э

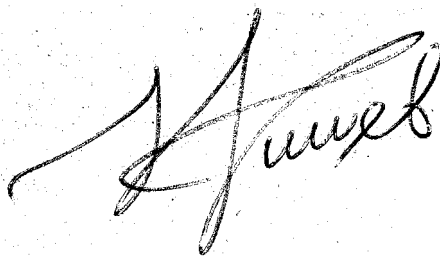
Эгитинская свита 462, 586

Ю

Южно-Байкальская впадина 30, 534, 590
Южно-Муйская глыба 30, 57, 59, 62,
118, 488, 491, 502, 505, 506, 582
Юктоконская свита 113, 182, 515

Я

Ямбуйская свита 165, 166, 187
Ямбуйская синклиналь 102, 103
Янгудская толща (надсвита) 190, 199,
201, 202, 206, 210, 519
Янгудский внутренний прогиб 118, 210
Янгудско-Мамаканский грабен (прогиб)
395, 518, 519
Янкан, плутон 440
Янчуйская свита 110, 112, 514
Янчуйский синклиниорий 513, 515

A handwritten signature in cursive script, likely reading 'Кузнецов', is written in the lower half of the page.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>Н. А. Флоренсов</i>	7
<i>Глава I. История геологического изучения. П. И. Налетов и Е. И. Наумов</i>	9
<i>Глава II. Физико-географическое описание. Б. Р. Биянтуев</i>	16
Рельеф	16
Климат	20
Гидрография	22
Почва и растительность	27
Животный мир	28
<i>Глава III. Общие черты геологического строения. Н. А. Флоренсов</i>	29
<i>Глава IV. Стратиграфия. Н. А. Флоренсов</i>	36
Архейская группа	37
Архейские образования Восточного Саяна и Южного Прибайкалья. <i>Ю. З. Елизарьев</i>	37
Архейские образования Восточного Прибайкалья <i>А. С. Еским.</i>	47
Архейские образования Средне-Витимской горной страны. <i>Л. И. Салоп</i>	57
Архейские образования прочих районов Бурятии. <i>Н. А. Флоренсов</i>	63
Некоторые общие выводы об архейских образованиях Бурятии. <i>Е. В. Павловский</i>	64
Протерозойская группа. <i>Н. А. Флоренсов</i>	69
Протерозойские образования Восточного Саяна. <i>В. П. Арсентьев и</i> <i>Ф. К. Волколаков</i>	69
Протерозойские образования Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья. <i>Е. Н. Смолянский</i>	88
Протерозойские образования Северо-Западного Забайкалья. <i>В. Г. Беличенко и П. М. Хренов</i>	95
Протерозойские образования Средне-Витимской горной страны и Северного Прибайкалья. <i>Л. И. Салоп</i>	115
Некоторые выводы. <i>Н. А. Флоренсов</i>	133
Палеозойская группа	134
Кембрийская система. <i>В. Г. Беличенко</i>	134
Кембрийские отложения Восточного Саяна. <i>В. П. Арсентьев и Ф. К. Волколаков</i>	135
Нижнепалеозойские отложения Юго-Западного Забайкалья. <i>Е. Н. Смолянский</i>	148
Кембрийские отложения Северо-Западного Забайкалья. <i>В. Г. Беличенко и П. М. Хренов</i>	162
Кембрийские отложения Средне-Витимской горной страны. <i>Л. И. Салоп</i>	189
Кембрийские отложения Северо-Байкальского нагорья. <i>Л. И. Салоп</i>	206
Общие черты кембрийских отложений. <i>В. Г. Беличенко</i>	211
Верхнепалеозойские отложения. <i>Д. Жалсабон</i>	212
Мезозойская группа. <i>Н. А. Флоренсов</i>	214
Триасовая система. <i>Ю. В. Комаров</i>	215
Юрская система	227
Нерасчлененные юрские отложения. <i>Н. А. Флоренсов</i>	227
Среднеюрские отложения. <i>Н. П. Михно</i>	229
Верхнеюрские отложения. <i>Н. П. Михно</i>	232
Меловая система. <i>В. М. Скобло</i>	237
Общие черты мезозойских отложений. <i>Н. А. Флоренсов</i>	256
Кайнозойская группа	258
Палеогеновая и неогеновая системы. <i>Н. А. Логачев</i>	258
Антропогеновая система. <i>Н. А. Логачев</i>	267

	Стр.
Глава V. Магматизм	282
Архейский магматизм	283
Архейский магматизм Восточного Саяна и Южного Прибайкалья. <i>Ю. З. Елизарьев</i>	283
Архейский магматизм Восточного Прибайкалья. <i>А. С. Ескин</i>	289
Архейский магматизм Средне-Витимской горной страны. <i>Л. И. Салон</i>	292
Протерозойский магматизм	295
Протерозойский магматизм Восточного Саяна. <i>В. П. Арсентьев</i> и <i>Ф. К. Волколаков</i>	295
Протерозойский магматизм Южного Прибайкалья и Юго-Западного За- байкалья. <i>Д. Жалсабон</i> и <i>Е. Н. Смолянский</i>	311
Протерозойский магматизм Средне-Витимской горной страны, Прибай- калья и Витимского плоскогорья. <i>Л. И. Салон</i>	321
Палеозойский магматизм	345
Палеозойский магматизм и явления метаморфизма в Восточном Саяне. <i>В. П. Арсентьев</i> и <i>Ф. К. Волколаков</i>	345
Палеозойский магматизм Южного Прибайкалья и Юго-Западного За- байкалья. <i>Е. Н. Смолянский</i>	359
Нижнепалеозойские интрузии Западного Забайкалья, Витимского плоско- горья и Восточного Прибайкалья. <i>П. М. Хренов</i>	377
Нижнепалеозойский магматизм Средне-Витимской горной страны, Север- ного и Восточного Прибайкалья. <i>Л. И. Салон</i>	391
Верхнепалеозойский магматизм. <i>Д. Жалсабон</i>	404
Мезозойский магматизм. <i>Н. П. Михно</i> и <i>Е. Н. Смолянский</i>	411
Комплекс щелочных, ультраосновных и основных горных пород Витим- ского плоскогорья. <i>А. А. Конев</i>	434
Кайнозойский вулканизм. <i>И. В. Белов</i>	440
Общая схема магматизма Бурятии. <i>П. М. Хренов</i>	461
Глава VI. Тектоника. Н. А. Флоренсов	473
Домезозойская тектоника	474
Домезозойская тектоника Восточного Саяна. <i>В. П. Арсентьев</i> и <i>Ф. К. Волколаков</i>	474
Домезозойская тектоника Западного Забайкалья. <i>Е. Н. Смолянский</i> и <i>П. М. Хренов</i>	485
Домезозойская тектоника Северного и Восточного Прибайкалья, Средне- Витимской горной страны и Витимского плоскогорья. <i>Л. И. Салон</i>	499
Некоторые итоги и нерешенные вопросы по домезозойской тектонике. <i>Н. А. Флоренсов</i>	523
Мезозойская тектоника. <i>Н. П. Михно</i>	526
Кайнозойская тектоника. <i>Н. А. Флоренсов</i>	533
Глава VII. Глубинное строение Прибайкалья по геофизическим данным. <i>А. П. Булмасов</i>	540
Глава VIII. Сейсмичность. Н. А. Флоренсов	556
Глава IX. Геоморфология. Н. А. Флоренсов	564
Глава X. История геологического развития. Н. А. Флоренсов.	581
Литература	593
Указатель географических названий	612
Предметный указатель	621

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ
ГЕОЛОГИЯ СССР. БУРЯТСКАЯ АССР
ТОМ XXXV

Редакторы издательства *З. А. Смирнова,*

Л. М. Самарчин, Н. А. Тарусова

Технический редактор *О. А. Гурова*

Корректор *Г. А. Меркулова*

Сдано в набор 1/XI 1963 г.

Подписано к печати 16/V-64 г.

Формат бумаги $70 \times 108 \frac{1}{16}$ Бум. л. 20,13.

Печ. л. 33,5+0,75 вкл. Усл. печ. л. 56,35+1,05 вкл.

Уч.-изд. л. 54,8 Т-06545 Тираж 700 экз.

Зак. 1070 Цена 4 р. 04 к.

Объявлено в б/з б. Госгеолтехиздата 1963 г. № 67

Издательство «Недра», Москва, Центр, ул. Кирова, 24.
Типография фабрики № 9 ГУГК





4p-0416

ГЕОЛОГИЯ
СССР

ТОМ
XXXV

БУРЯТСКАЯ
АССР

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ