

04  
А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р  
С И Б И Р С К О Е   О Т Д Е Л Е Н И Е

91 ТРУДЫ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ФИЛИАЛА, ВЫП. 19  
СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

Н. А. ФЛОРЕНСОВ

МЕЗОЗОЙСКИЕ  
И КАЙНОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ  
ПРИБАЙКАЛЬЯ



БИБЛИОТЕКА

60884

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
МОСКВА • ЛЕНИНГРАД

1 9 6 0

## ИСТОРИЯ ВОПРОСА

История геологического и геоморфологического изучения межгорных впадин Прибайкалья и Западного Забайкалья весьма интересна и поучительна в том смысле, что именно эти впадины привлекали к себе особенное внимание уже первых исследователей Восточной Сибири и во взглядах на их образование отражались, как в зеркале, общие теоретические представления наших предшественников о геологическом строении всей Центральной Азии. Поэтому историю изучения впадин невозможно отделить от истории геологических исследований Прибайкалья и Забайкалья в целом. Однако подробный исторический очерк был бы в настоящей работе вряд ли уместен, во-первых, потому, что он все равно не смог бы заменить исчерпывающе полного обзора прошлых исследований Прибайкалья, который содержится в многотомной «Истории геологического исследования Сибири» В. А. Обручева, и, во-вторых, потому, что роль геологических исследований описываемой территории в досоветский период, а также в период после Октябрьской революции и до начала Отечественной войны освещалась во многих других сводных работах. Нам кажется поэтому необходимым остановиться только на некоторых итогах и датах прошлых исследований.

Не касаясь путевых заметок и писем русских и иностранных послов и путешественников, посещавших Забайкалье обычно по пути из Иркутска в Китай или на Дальний Восток, отметим, что только участники академических экспедиций XVIII столетия, И. Г. Гмелин, П. С. Паллас, И. Г. Георги, Э. Лаксман и И. Сиверс, отнеслись со вниманием к особенностям рельефа Прибайкалья и Селенгинской Даурии, в частности, пытались объяснить причины возникновения Байкала. Так, Паллас, наблюдая в 1772 г. утесы конгломератов на западном берегу озера, пришел к убеждению, что котловина Байкала представляет собой громадную трещину, разделившую горы и заполнившуюся водой. Он отметил также, что прибрежные горы всюду несут черты сильнейших изменений и вместе с тем признаки глубокой древности. Это замечание Палласа представляет исключительный интерес, так как оно более чем на 160 лет предвосхитило и тезис В. А. Обручева «о юных движениях на древнем теменн Азии», и мысль о новейшем геосинклинальном перерождении краевой части древней Сибирской платформы, или краевой зоны каледонской складчатости, высказанную некоторыми современными исследователями.

И. Г. Георги в 1772 г. обследовал на большом протяжении берега Байкала, отметил находки на них «горного дегтя» (сгущенной нефти) и высказал мнение, что озеро возникло насильственным путем, может быть в связи с грандиозным землетрясением, образовавшим провал на месте прежнего ложа р. Верхней Ангары.

И. Сиверс в письмах из путешествия (1790—1791 гг.) высказал мысль, что впадина Байкала создана землетрясением и провалом гор. Там же сообщалось, что оз. Гусиное образовалось около 1750 г. из небольшой лужи путем прорыва р. Темника к востоку.

Таким образом, свыше полутора столетий тому назад впадина оз. Байкал сделалась предметом научных гипотез, высказанных еще в наивной форме, но, по существу, ничем не отличавшихся от представлений некоторых современных ученых.

В первой половине XIX столетия интересующая нас территория по-сещалась и описывалась многими лицами, причем особенное внимание, как и раньше, привлекал к себе Байкал. В этот период широко развернулись поиски полезных ископаемых. Семивский указал на вытекающее из гор в двух пунктах берегов Байкала «каменное масло». В 1834 г. Стрельман, обследовавший район среднего течения р. Китоя, отметил, что Саянские горы обязаны своим происхождением вулканическим извержениям. С «восстанием» (поднятием) горных толщ было, по-видимому, связано и образование котловины Байкала.

К тому же периоду относятся наблюдения Эрмана, Гессе, Щукина, Злобина, Спасского и др. Так, Спасский опубликовал в 1821 г. географическое описание Байкала с указанием многих полезных ископаемых. Им приведены также доказательства провального происхождения Байкала и его прежних связей с Охотским или каким-либо другим морем. Интересно замечание, сделанное Спасским в геогностических заметках, опубликованных также в 1821 г., о том, что в Прибайкалье гранитные горы могут называться цепью только по своему протяжению, а не по связности.

В 1831 г. М. Злобин, описывая горы по р. Слюдянке у южного конца Байкала, изложил свои чисто непутистические взгляды на образование Байкала: это озеро возникло «стремлением вод Ангары (Верхней), разрушившим часть гор, чему затем способствовали бури и морозы».

Наиболее крупный вклад в познание геологического строения описываемой территории внес в первой половине XIX в. путешественник А. Эрман. В своем обширном сочинении Эрман затронул много интересных вопросов и привел доказательства решительного влияния вулканических сил на образование рельефа Прибайкалья. Верхняя часть долины р. Иркутка, т. е. система Тункинских впадин, по Эрману, представляет настоящую трещину, по которой местами выступили вулканические породы. Вторая трещина, параллельная первой, прослеживается по долинам рр. Джиды, Селенги и Уды, где также обильны базальты и мандельштейны. Отсюда, по-видимому, можно сделать вывод, что и Байкал представляет вулканическую трещину, параллельную предыдущим, что доказывается также рядом наблюдений на самих берегах озера и параллельным Байкалу простираением Яблонового или Нерчинского хребтов, простираением рудных жил в Забайкалье и т. д.

Все это показывает, что Эрман был первым исследователем, подчеркнувшим связь между впадиной Байкала и другими геологическими структурами Восточного Саяна и Забайкалья и искавшим в этой связи разгадку происхождения Байкала.

Гипотезу образования впадины озера путем провала, вызванного землетрясением, разделяли и другие исследователи первой половины XIX столетия, причем большинство из них считало первопричиной этого катастрофического события вулканические явления, следы которых в виде потоков лав, кратеров, выходов газов, выбросов горного воска, горячих источников и так далее встречаются в Прибайкалье во многих местах.

Вторая половина XIX столетия (за вычетом последнего десятилетия, относимого В. А. Обручевым к третьему периоду его «Истории») характеризуется обилием работ, различных по своим целям и масштабам. В этот «предобручевский» период на сибирском материале были созданы глубоко продуманные обобщающие научные концепции и заложены основы почти всех научных направлений, относящихся к геологии, тектонике и геоморфологии Восточной Сибири. Крупнейшими исследователями этого периода были П. А. Кропоткин, И. Д. Черский, А. Л. Чекановский.

Первой работой, имеющей непосредственное отношение к интересующим нас вопросам, в это время была статья декабриста Н. А. Бестужева, посвященная оз. Гусиному. Она настолько малоизвестна, что даже не вошла в «Историю» В. А. Обручева. Бестужев изложил историю оз. Гусино, образовавшегося, по преданию, только в середине XVIII столетия, высказал мнение о недавнем крупном повороте р. Селенги, некогда использовавшей впадину нынешнего озера, и объяснил эти явления колебаниями почвы под влиянием подземного огня. Четковидность мезозойских линейных прогибов, свойственную Забайкалью, Бестужев характеризовал следующими простыми словами: «По Селенге беспрестанно повторяются долины, носящие следы вод (озерных, — Н. Ф.) и замыкаемые узостями. Таковы, например, сколько я знаю, Боргойская степь, Гусиноозерская долина, Убукунская долина, Оронгойская долина» (Бестужев, 1854, стр. 46).

В 1855 и 1856 гг. были опубликованы статьи Н. Меглицкого, в которых Саянский хребет рассматривается как главная ось поднятия, а почти перпендикулярные ему хребты Тункинский и Хамар-Дабан — как второстепенные. К хребтам третьего порядка Меглицкий отнес Байкальские горы, окаймляющие Байкал с запада; они составляют ветвь Хамар-Дабана, которая, раздваиваясь в свою очередь, пересекает Байкал по линии Ольхон—Святой Нос. Он отметил в Тункинской впадине следы вулканов, указав, что вулканическая деятельность здесь прекратилась ко времени отложения третичных (как позже выяснилось — четвертичных) наносов. Обширные равнины от Верхнеудинска до Верхней Уды он считал образовавшимися на месте озера или даже цепи озер, находившихся, подобно Байкалу, в продольной долине поднятия, а затем спущенных в Байкал р. Селенгой. Кроме того, Меглицкий описал два типа хребтов Восточной Сибири: крутые высокие с острыми гребнями, встречающиеся редко, и широко распространенные сравнительно низкие, с округленными куполовидными вершинами.

В том же 1856 г. Г. Н. Бакшевич опубликовал описание части долины р. Иркут, включая Тункинскую впадину. В этой работе подчеркнута противоположность северного обрамления впадины — резких форм Тункинских гольцов и южного сглаженного Саянского хребта (Хамар-Дабана). Весьма естественно объяснение этой противоположности: поднятие Тункинского хребта подземными силами произошло мгновенным, сосредоточенным и строго направленным действием сил; Саян поднимался медленно, напряжения действовали в различных направлениях и создали обширную относительно пологую вспученность. Образование Тункинской котловины Г. Н. Бакшевич (1856) представляет следующим образом: «При восстании двух параллельных кражей, отстоящих один от другого на 30 верст, пласты, составляющие нижнее основание или дно котловины, сохранили прежнее свое горизонтальное положение; следовательно, образование гор не произвело в этом месте на кору земную никакого влия-

ния. Середина долины находилась вне круга действия сил. Приближаясь к подножью кряжей, те же самые пласты составляют и поверхность долины; от мгновенного поднятия... образовались переломы или трещины».

Исследования И. А. Лопатина в 1865 г. принесли сведения о геологическом составе и рельефе отдельных частей Витимского плоскогорья. В этой работе описаны осадочные (как выяснилось позже — меловые) породы по р. Зазе, громадные лавовые потоки в долине р. Джалинды, холодные и горячие источники в долинах рр. Витима и Баргузина. Подчеркнута мысль о том, что массовые излияния молодых лав имели место на стыке встречных склонов хребтов Баргузинского и Яблонового.

В том же году Фитингоф описал провал северо-восточной части дельты р. Селенги, вызванный землетрясением 1861 г. Опускание местности под уровень Байкала на 2 сажени автор объясняет таянием почвенного льда при проникновении озерных вод в глубину по трещинам, образовавшимся при землетрясении.

Описывая итоги своей поездки в Окинский караул в Восточном Саяне, П. А. Кропоткин в 1867 г. сообщил об остатках вулканов в окрестностях Тунки и подтвердил новыми фактами и соображениями мнение Меглицкого о том, что р. Иркут раньше текла в Байкал. На Окинском плоскогорье Кропоткин посетил и описал потухшие вулканы, один из которых недавно (по предложению С. В. Обручева) назван его именем.

В первых работах А. Л. Чекановского нашли отражение многие вопросы геологии Прибайкалья, главным образом стратиграфии. Рассматривая орографию этой области, он не дает никакой принципиально новой схемы ее тектоники. Значительно больше материалов по этим вопросам содержится в последующих работах Чекановского, в которых он выступает как сторонник плутонического происхождения горных поднятий Прибайкалья, описывает доледниковые вулканические извержения в Восточном Саяне, высказывает взгляд на происхождение впадины Байкала как громадной трещины в юрской формации. Довольно подробно Чекановским была описана часть долины р. Иркут, Тункинская впадина, массив Мунку-Сардык и т. д. И все же из его работ нельзя сделать какого-то общего вывода о происхождении рельефа Прибайкалья и горных впадин последнего. Основные научные интересы этого крупного исследователя Сибири касались палеозойских отложений Сибирской платформы.

В 1870 г. В. Липинский отметил, что горные поднятия Саяна и его отрогов возникали не в результате растрескивания, а главным образом путем выпучивания.

В отчете об Олекминско-Витимской экспедиции, опубликованном в 1873 г., П. А. Кропоткин дал описание обширной горной страны между р. Леной и бассейном р. Амура. В этой работе особенное внимание было уделено хребтам Северо- и Южно-Муйскому и Витимскому плоскогорью. Подчеркнуто сходство хребтов, окаймляющих долину р. Муи, с хребтами по северной и южной границе долины р. Иркут и указано, что в этом сходстве выражена одна из определенных закономерностей в общем строении северной окраины нагорной Азии.

Следующий важнейший этап в изучении мезо-кайнозойских структур Прибайкалья и Забайкалья связан преимущественно с именем Черского. В первых его работах, опубликованных в 1873, 1875 и 1876 гг., дано подробное описание Тункинской ветви впадин; образование самих впадин путем размыва пластов древних кристаллических толщ отнесено к эпохе, предшествовавшей излиянию базальтов. Китойские и Тункинские альпы

отнесены к антиклинальным поднятиям, имеющим, однако, различный возраст. Тункинско-Байкальская «долина» расценивается как геологически единое целое, расчленившееся на отдельные части лишь в недавнем прошлом, тогда как раньше озерные воды заполняли всю эту долину.

С 1877 г. И. Д. Черский начал свои систематические четырехлетние исследования берегов оз. Байкал, изложенные затем в четырех годовых отчетах и в виде геологической карты десятиверстного масштаба, изданной в 1886 г. Кроме того, он совершил маршрут в Западное Забайкалье (по р. Селенге и ее притокам). Итогом громадного труда этого исследователя явилась совершенно новая и оригинальная концепция геологической истории Прибайкалья и самого Байкала. Черский выступил как противник взглядов на катастрофическое, провальное образование впадины озера; он отрицал также участие в этом явлении плутонических сил и подчеркивал главную роль медленных постепенных изменений, связанных со сжатием и углублением синклинальных складок.

Древнейшие кристаллические толщи Прибайкалья Черский отнес к лаврентьевской системе, а отложения, объединяемые в настоящее время в докембрийский байкальский комплекс, — к сидурийской системе. Он первый обнаружил третичные пресноводные отложения в Тункинской впадине, установил третичный возраст угленосной толщи на южном побережье Байкала и нарисовал стройную картину бывшего широкого распространения вод этого озера в Тункинскую впадину и долину р. Селенги. Орографию Прибайкалья этот исследователь представлял иначе, нежели его предшественники, подчеркивая, что взаимное расположение и связи горных возвышенностей обусловлены прежде всего геологическим строением. Отвергая схемы Меглицкого и Кропоткина, Черский считал, что байкальские и тункинские впадины обрамляются двумя едиными хребтами: Тункинско-Приморским и Хамар-Дабан-Баргузино-Ангарским, расчлененными поперечными и диагональными речными долинами.

Основные крупные черты рельефа всей этой страны сформировались еще в досидурийскую эпоху, когда Байкал уже существовал как горное озеро. Последнее располагалось в синклинальной долине между Приморской антиклиналью и Саянской областью поднятия лаврентьевских платформ. Позже первичный Байкал превратился в залив сидурийского океана, осадки которого затем были смяты в складки, прижавшиеся к древнему берегу. Сдавливание лаврентьевских складок привело к сжатию синклинальных долин и дальнейшему углублению первичного Байкала. В юре озеро вновь соединилось с обширным озерным бассейном в районе Иркутска, а затем окончательно отделилось благодаря новым поднятиям в полосе Приморского хребта. Вулканические явления в сложной жизни Байкала не играли, по существу, никакой роли. Таким образом, по выражению Черского, Байкал «... есть результат медленных и постепенных преобразований, действовавших с тех пор (т. е. со времени существования лаврентьевского океана, — Н. Ф.) непрерывно до настоящего времени, нежeminутно прибавляя что-либо новое на пути к современным особенностям бассейна» (1886).

Во время экскурсии в Забайкалье в 1881 г. Черский отметил наличие в широких бассейновидных долинах системы р. Селенги дислоцированных угленосных отложений, считавшихся ранее юрскими, но ошибочно отнесенных им к третичной системе.

Таким образом, исследования И. Д. Черского в Прибайкалье заложили основу: 1) гипотезы «древнего течения Азии» Черского—Зюсса—Обручева, 2) нового направления в понимании генезиса байкальских и прочих

связанных с ними впадин, 3) новой, гораздо более совершенной схемы орографии, основанной на учете тектонических особенностей отдельных частей рельефа Прибайкалья.

Законченный эволюционист, широко применявший в своих построениях принцип актуализма, Черский впервые высказал мысль о том, что впадина Байкала имеет первично складчатую природу, что складчатость представляет (в Прибайкалье, по крайней мере) процесс весьма длительный, охватывающий целые геологические периоды и ведущий к созданию складчатых форм, активно выраженных в рельефе земной поверхности. Вот почему крупнейшего исследователя Прибайкалья в XIX столетии И. Д. Черского необходимо считать основоположником того направления в понимании генезиса байкальских впадин, которое за последнее десятилетие приобрело новых убежденных сторонников.

С 1887 г. проводились геологические исследования и разведочные работы вдоль линии проектируемой Сибирской железной дороги. Они дали массу интересного и разнообразного материала и по интересующему нас вопросу. Конец XIX и начало XX столетия ознаменовались, кроме того, выходом в свет ряда крупных обобщающих сочинений, в той или иной мере касающихся рельефа и тектоники южной окраины Восточной Сибири. Весь этот период можно по праву назвать «обручевским», так как вклад В. А. Обручева в познание геологии Прибайкалья, несомненно, превосходит заслуги его современников. Уже в первом отчете В. А. Обручева об исследованиях вдоль линии Забайкальской железной дороги (от ст. Мысовой до г. Читы) подчеркивалась крупнейшая роль разломов, с которыми в Забайкалье связаны извержения вулканов и образование некоторых продольных и поперечных долин.

В начале XX столетия геологическое изучение Селенгинской Даурии продолжалось с прежней интенсивностью. Ф. К. Дриженко вел гидрографические работы на Байкале. В 1901 г. Буйвид открыл на р. Витиме близ устья р. Конды ископаемые остатки нижнемеловых растений, рыб, насекомых и моллюсков.

В 1904 г. А. В. Львов в технико-геологическом описании линии Крутобайкальской железной дороги критиковал взгляды И. Д. Черского на происхождение впадины Байкала, присоединяясь к мнению В. А. Обручева о сбросовом ее механизме и весьма молодом возрасте. Львов указал на сходство Байкала с оз. Танганьика, на связь сбросовых трещин, базальтовых жил и землетрясений и первый сделал вывод о теснейшей связи технико-геологических условий строительства на Байкале с генезисом впадины и современными геологическими процессами.

А. В. Вознесенским в начале 900-х годов были изучены новые материалы о байкальских землетрясениях и дана характеристика сейсмичности всего Прибайкалья. Используя данные широкой сети местных корреспондентов, Вознесенский составил карту изосейст землетрясения 13 (26) ноября 1903 г., из которой следовало, что оси изосейст подчинены двум направлениям: главному — северо-западному, совпадающему с простиранием саянских дислокаций, и северо-восточному, «байкальскому». Первое направление считалось более «молодым», ведущим, второе — производным и связанным с более древними структурными линиями. Был отмечен ряд «островов» усиления и ослабления силы землетрясений, указана связь направления сейсмических толчков с простиранием тектонических и орографических элементов (Вознесенский, 1905).

В те же годы А. П. Герасимов сообщил новые данные о рельефе Витимского плоскогорья и развитых на нем мезокайнозойских образова-

ниях (юрские озерные и болотные отложения, четвертичные озерные осадки и базальты, связанные с вновь открытыми вулканами). Тогда же Крассером по остаткам флоры был установлен юрский возраст угленосных отложений оз. Гусино и других районов Забайкалья, а также Монголии и Маньчжурии.

Арльд в 1906 г. в статье «Байкальское озеро как зоогеографическая загадка» считал котловину Байкала впадиной между двумя параллельными сбросами, подобной Рейнской, и очень молодой. Реликтовый облик фауны Байкала Арльд объяснил тем, что озеро является опреснившимся остатком третичного моря, существовавшего до поднятия Прибайкальских гор и образования среди них провала.

В 1908 г. была опубликована «Ложия и физико-географический очерк оз. Байкала» (под редакцией Ф. К. Дриженко) — итог многолетних исследований гидрографической экспедиции, не утративших своего интереса и доныне, особенно в части картографических и батиметрических материалов. Работами этой экспедиции было, между прочим, обнаружено значительное расхождение в определениях ширины Байкала по астрономическим и геодезическим данным, вызванное отклонением отвеса, т. е. сделан первый шаг в изучении деформаций геоида в Прибайкалье (Ложия, стр. 351—378).

В 1909 г. А. Львов и Г. Кропачев опубликовали результаты исследований минерального источника Аршана и его окрестностей в Тункинской впадине, которую авторы считают типичным грабеном, образовавшимся в связи с краевыми разломами и излияниями базальтов. Авторы привели очень интересные наблюдения, указывающие на современное опускание два впадины.

В статье «Фауна Байкала и ее происхождение», опубликованной в 1910 г., Л. С. Берг рассмотрел взгляды геологов и зоологов на природу Байкала и пришел к выводу, что фауна озера не содержит морских элементов и возникла за счет изменения первоначальных пресноводных третичных форм. Тогда же В. К. Котульский (1910, 1913) в своих отчетах об исследованиях в Баргузинском золотоносном районе высказал убеждение, что долины рр. Баргузина и Томпуды являются грабенами и что выходы горячих источников и частые землетрясения доказывают это.

В 1912 г. в заметке о нефти и «горном воске» на Байкале были изложены итоги разведок Рязанова в 1902—1903 и 1906 гг. от с. Посольска до Чивыркуйского залива. Эти данные внушали серьезные надежды на отыскание промышленного месторождения нефти.

В 1914 г. В. А. Обручев опубликовал очень подробный отчет об исследованиях в Селенгинской Даурии в 1895—1898 гг. В этом фундаментальном труде был обобщен громадный фактический материал и дан глубокий анализ структуры Забайкалья, в которой ведущая роль отведена многочисленным разломам земной коры. Все последующие работы В. А. Обручева явились последовательным развитием взглядов, изложенных в этом раннем труде и сделавших В. А. Обручева убежденным сторонником и одним из творцов теории «древнего темени Азии» — широко известной тектонической концепции начала XX столетия.

В это же время Н. И. Свитальским было описано ненормальное соотношение кристаллических пород докембрия и осадочной юры в истоках р. Ангары, а несколько позже это явление было истолковано М. М. Тетяевым как шарьяж, который должен распространяться и на восток, через Байкальскую впадину. Что касается последней, то ее образование рисовалось в виде обрушения по сбросам наиболее приподнятой части горбо-

образно изогнутого прибайкальского пенеплена. Это событие произошло во второй половине четвертичного периода (Тетяев, 1916а, 1916б). В другой работе М. М. Тетяев утверждал, что Прибайкалье не «древнее темя Азии», а палеозойская складчатая зона (1916в).

Таким образом, к концу предреволюционного периода не только накопился громадный фактический материал по геологии ближнего Забайкалья и Прибайкалья, но и сложились основные тектонические представления о них. Концепция «древнего темени Азии», созданная Зюссом в начале XX столетия по материалам Черского, нашла поддержку в лице В. А. Обручева и других геологов, развивавших ее и в послереволюционный период. В 1911 г. Делоне выступил с гипотезой о сдвигании Ангарской (Сибирской) и Гондванской платформ, в которой Прибайкалье рассматривалось как каледонская складчатая область. К воззрениям Делоне примкнул и М. М. Тетяев. В структурном отношении описываемая область представлялась В. А. Обручеву и его сторонникам как чередование горстов и грабен. Байкал сравнивался геологами с Рейнским грабенем, впадиной оз. Танганьика и т. д. Одни признавали, другие отрицали белую связь Байкала с морем (сарматским, понтическим), по-разному оценивали геологический возраст его впадины, но все без исключения считали ее типичным грабеном (Зюсс, Делоне, Обручев, Львов, Тетяев и др.).

В начале послереволюционного периода появилось довольно много работ общего характера, а также описаний отдельных районов и месторождений в Прибайкалье и ближнем Забайкалье.

А. В. Львов в связи с описанием истории долины р. Иркут в 1924 г. рассмотрел существующие взгляды на стратиграфию, тектонику и палеогеографию Восточной Сибири и Центральной Азии и, не считаясь с чисто континентальным характером мезозойских осадков, выдвинул идею о юрском опресненном Ангарском море, отложения которого сохранились до наших дней в разрозненном виде на дне грабен.

В 1927 г. М. М. Тетяев выступил с предложением коренного пересмотра воззрений на геологическую историю и строение Восточной Сибири. Ссылаясь на материалы, полученные в Восточном Забайкалье, М. М. Тетяев утверждал, что все Забайкалье относится к зоне альпийской складчатости и, подобно Альпам, обладает покровным строением. Залегание юрских угленосных отложений в депрессиях рельефа Забайкалья является не следствием сбросовой тектоники, а результатом размыва тектонических покровов и образования в них «окоп» юры.

В 1929 г. вышла в свет широко известная книга «Селенгинская Даурия» В. А. Обручева, в которой материалы, собранные ее автором до первой мировой войны, были пополнены новыми данными.

А. Л. Лисовский в 1930 г. производил геологическую съемку в районе Тункинской и Торской впадин. Им были кратко описаны третичные отложения, их дислокации и кайнозойские базальты, а сами впадины отнесены к типичным грабенам.

А. В. Львов опубликовал некоторые итоги работ геологической группы Хамар-Дабан-Тункинской экспедиции Общества изучения Урала, Сибири и Дальнего Востока, а также Китайской экспедиции «Ангарстрою». В этой статье была выдвинута идея о едином третичном пенеплене, из которого впоследствии возникли «остаточные» горы Восточного Саяна, и о четырехкратном грандиозном его оледенении, имевшем в течение двух первых ледниковых эпох покровный характер. Строение Восточного Саяна рисуется А. В. Львовым, по М. М. Тетяеву, в виде грандиозного шарьяжа

с надвиганием древних кристаллических толщ на южный край Сибирской платформы. Тункинские впадины трактуются как типичные грабены (Львов, 1930).

В том же году М. Я. Василевский и Н. И. Толстихин изучили минеральный источник Аршан, установили зону брекчий в подножиях Тункинских гольцов и подтвердили связь источника с мощным разломом весьма молодого возраста.

С 1930 г. Нефтяным геологоразведочным институтом были начаты поиски байкальской нефти.

В 1931 г. необычайное развитие в Восточной Сибири получили геологические исследования, проведенные в западной части полосы Тункинских впадин (П. И. Налетов) и в долине р. Уды (Белоусов и др., 1932). В работе Белоусова доведены до крайности взгляды на Забайкалье как на альпийскую складчатую зону с покровной структурой и юными (послеюрскими) гранитами. Противоречие этих взглядов фактам достигло той наивысшей степени, после которой начался постепенный отход от гипотезы забайкальских шарьяжей всех ее сторонников.

В 1932 г. продолжались работы по изучению предположительно нефтеносных третичных отложений на юго-восточном побережье Байкала. Одновозрастные, по-видимому, отложения в Тункинской впадине были описаны Г. Е. Рябухиным. Наиболее северная из байкальских впадин — Верхнечарская — изучалась Е. В. Павловским (1933).

Поступали сведения о находках ископаемой флоры и фауны в континентальных осадочных толщах Байкала и р. Витима.

С 1932 г. начались систематические геологические съемки южных, юго-западных и центральных районов Селенгинской Даурии, результаты которых изложены в рукописных отчетах. Большинство авторов этих отчетов в характеристике мезозойской тектоники следовало взглядам В. А. Обручева.

В 1933 г. продолжалось геологическое картирование южных и западных районов Селенгинской Даурии (П. И. Налетов, К. А. Шалаев, П. Е. Луненок, П. М. Клеветский и др.). В том же году Н. С. Шатским был описан надвиг кристаллических пород на юрские отложения в южной части дельты р. Селенги. К объяснению генезиса впадины Байкала была привлечена гипотеза рампы. Тогда же были опубликованы описания некоторых угольных месторождений Забайкалья (И. А. Молчанов) и очерк Яблонового и Станового хребтов по новым данным (В. А. Обручев). В последней работе была изложена новая схема орографии горной Восточной Сибири и еще раз подчеркнута связь орографии страны со сбросовой тектоникой. В работе Молчанова, вопреки взглядам В. А. Обручева и М. М. Тетяева и согласно с представлениями А. В. Львова, выдвигалось предположение о том, что юрские<sup>1</sup> отложения некогда представляли в Забайкалье сплошной покров, а в настоящее время сохранились только в грабенах, созданных альпийским орогенезом.

В 1933—1934 гг. Н. С. Шатский и Г. Е. Рябухин опубликовали краткие очерки геологического строения и нефтегазоносности Байкальского района, в которых отмечалась перспективность третичных отложений на нефть. В 1934 г. обширные впадины Еравнинских озер и р. Зазы были закартированы Б. А. Ивановым, обнаружившим в мезозойских континентальных отложениях Зазинской впадины нижнемеловую пресноводную

<sup>1</sup> Возраст этих отложений как юрско-нижнемеловой был уточнен лишь в конце 30-х и в 40-х гг.

фауну. В работе Иванова подчеркивалась мысль о накоплении мезозойских осадков Забайкалья в изолированных бассейнах и о решающей роли разломов (сбросов) в структуре впадин. Продолжалось и общее геологическое картирование впадин и горных пространств между ними в бассейнах рр. Чикоя, Хилка, Селенги, Джиды. Эти работы дали очень много нового материала для понимания структурного типа мезозойских впадин, стратиграфии, литологии и тектоники угленосных толщ в них, условий осадко- и угленакопления и т. д. Особенно интересны отчеты П. М. Клевенского по работам на оз. Гусином и в низовьях рр. Джиды, Темника, Чикоя и Хилка. Всю эту область Клевенский рассматривает как мозаику древних жестких массивов, разделенных зонами разломов и вулканических депрессий типа Боргойско-Гусиноозерской. Эти депрессии отличаются от грабенов асимметрией бортов и связью с боковым давлением, шедшим с юго-востока. По их северо-западным бортам наблюдаются разломы и выходы базальтов, по юго-восточным — надвиги и зоны милонитов. Юра во впадинах складчата и кое-где на краях несет следы гидротермального воздействия в виде халцедон-флюоритовых жил.

В 1935 г. продолжались работы, связанные с проблемой нефти на Байкале (бурение, геофизика). Третичные отложения Танхойской полосы на южном берегу Байкала были описаны Г. Е. Рябухиным, предложившим первую схему фациальных соотношений третичной толщи (Рябухин, 1935). Интересный геоморфологический очерк западной части Тункинской ветви впадин дал В. В. Ламакин, отметивший наряду со сбросами по краям впадин наличие сводообразного вспучивания хр. Хамар-Дабан, приведшего к изгибанию доледниковых базальтовых покровов (Ламакин, 1935).

В 1936 г. Г. Г. Мартинсон, И. В. Палибин и А. А. Журавлева сообщили важные данные о составе третичной фауны и флоры Прибайкалья. Общую краткую характеристику послелюрских тектонических движений в юго-восточном Прибайкалье дал К. С. Маслов, отметивший большую роль первичных неровностей кристаллического ложа в залегании как юрских, так и третичных угленосных отложений (оз. Гусиное, Южный Байкал). Отложения эти залегают в синклиналиных котловинах, значение разломов ничтожно.

С большой интенсивностью на юго-восточном побережье Байкала проводились разнообразные геофизические исследования, направленные на поиски «нефтяных» структур.

Особенно много работ, касающихся впадин Забайкалья, было опубликовано в 1937 г. В этих работах, обобщающих материалы геологических съемок и разведок на ряде угольных месторождений, развивалась гипотеза о накоплении юрско-меловых континентальных осадков в замкнутых или полузамкнутых бассейнах с синклиналильным строением; об автохтонности ископаемых углей и интенсивном смятии слоев и надвиговой структуре на окраинах (особенно восточных) угленосных котловин; об отсутствии следов как шарьяжной тектоники, так и признаков настоящих грабенов в этих котловинах и о ведущей роли прогибания дна узких линейных бассейнов накопления угленосных осадков; о невозможности детального сопоставления разрезов юрско-меловых толщ в различных впадинах, так как развитие последних протекало во многих отношениях индивидуально.

Некоторые геологи выступали в защиту мнения о нижнемеловом возрасте угленосных отложений Западного Забайкалья, которые сравнива-

лись с тургинскими отложениями Восточного Забайкалья. Главное значение в обосновании новых представлений имели работы Е. А. Преснякова, Б. А. Иванова, В. Н. Верещагина, Н. А. Флоренсова, Ф. Ф. Оттена, В. Д. Принады, А. Е. Потапенкова и мн. др.

Продолжались поиски нефти на Байкале и в этой связи — изучение литологии третичных отложений (Л. С. Петров, Е. А. Жукова). П. И. Прокофьев в 1937 г. проводил изучение предположительно нефтеносных толщ и структур в соседних районах — Тункинской, Гусиноозерской и Боргойской впадинах, и дал им отрицательную оценку. Из других работ, появившихся в 1937 г. и имеющих ближайшее отношение к пониманию генезиса впадин Восточной Сибири, следует назвать статью Ю. М. Шейнманна, в которой главные черты рельефа Прибайкалья и Забайкалья, как и всей средней Азии, объяснялись поверхностно выраженными четвертичными складчатыми движениями (Шейнманн, 1937б). В работах Е. В. Павловского в это же время развивается идея Станового сводового поднятия, рассеченного по оси продольными впадинами байкальского типа, которые сравниваются с рифтовыми или рамповыми структурами Восточной Африки (Павловский, 1937а, 1937б).

В 1938 г. вышел в свет третий том «Геологии Сибири» В. А. Обручева, в котором генезис впадин Прибайкалья рассматривается с позиций сбросовой тектоники. В специальных разделах этой капитальной сводной работы подытожены данные о стратиграфии, литологии и тектонике мезозойских и кайнозойских отложений Прибайкалья за весь предшествующий период (В. А. Обручев, 1938).

М. М. Тетяев описал впадины Забайкалья как синклинальные бассейны, часто осложненные внутри дополнительными складками и в своей совокупности образующие «возможную складчатую структуру мезозоя». Синклинали обыкновенно имеют более крутые юго-восточные борта, часто осложненные надвигами древних пород на мезозой; к настоящему времени сохранились только узкие днища синклиналей, разделенные широкими полосами размытых промежуточных антиклиналей. В той же работе Тетяев подтвердил свое прежнее мнение о структуре Байкала как области оседания, ограниченной ступенчатыми сбросами, которую он считает родственной другим крупнейшим областям внутригорного оседания на всей южной окраине СССР (Тетяев, 1938).

1939, 1940 и частично 1941 гг., завершающие предвоенный период, характеризуются большим объемом исследований и, в частности, возобновлением разведок на некоторых угольных месторождениях Бурятии, а также рядом обзорных и тематических работ. Из публикаций, относящихся к уточнению возраста и стратиграфии континентальных толщ, выполняющих впадины Забайкалья и Прибайкалья, назовем статьи Б. А. Иванова (1940а), Е. С. Раммельмейер (1940), В. И. Громова (1939), Г. Г. Мартинсона (1939, 1940), В. Д. Принады (1950) и др.

Палеогеографические условия образования впадины оз. Байкал рассмотрел Е. А. Пресняков (1940б), указавший на возможность былого проникновения солоноватоводных нижнемеловых бассейнов в район современного Байкала и на роль пластических прогибов в образовании его впадины (аналогично прогибам Забайкалья и в исторической связи с ними). Один из вариантов возможного сбросового происхождения Байкала рассмотрел Г. Е. Рябухин, перечисливший главные, по его мнению, элементы тектоники впадины: пологие перекрытия древними кристаллическими толщами осадочных свит, взбросы, дающие, по-видимому, структуру рампа, и образование депрессии в виде «поднятия с провалом по-

середине» (Рябухин, 1940, стр. 71). Молодые осадочные толщи, залегающие, по Рябухину, в виде моноклиналей, типичных для структуры депрессий Прибайкалья, испытывали при дифференциальных вертикальных движениях скольжение и оползание по своей кристаллической постели. Структура надвигов была усложнена очень молодыми гравитационными сбросами.

Структуру Гусиноозерско-Мухинской полосы и палеогеографию этого района для мезо-кайнозоя в 1939 г. рассмотрел Н. А. Флоренсов, утверждавший, что угленосные прогибы Забайкалья вначале развивались более идиально, в узких параллельных прогибах, а в нижнемеловую эпоху, до завершающей складчатости, в итоге далеко зашедшей пенеппенизации страны они вошли в состав почти сомкнутого обширного осадочного покрова, сохранившегося в настоящее время только в глубоких прогибах.

А. А. Арсеньев и П. М. Клеветский в 1940 г. указывали, что тургинские отложения в бассейнах рр. Хилка, Худуна и Уды залегают спокойно в виде пологих складок, что объясняется некоторым развитием бокового давления при дизъюнктивных дислокациях, широко развитых в Забайкалье в мезокайнозойское время. Среднемезозойская осадочно-эффузивная свита участвует в пологих складчатых структурах, выраженных в современном рельефе.

Многочисленные мутьдообразные впадины, выполненные верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями, были обусловлены затуханием поздней фазы складчатости в совокупности с развивающимися дизъюнктивными дислокациями. Современная сохранность впадин зависит от возраста обрамляющих их разломов — мелового, третичного или четвертичного.

Б. А. Аверьяновым и Л. И. Салопом впадины Байкала и р. Баргузина рисовались в виде сложных грабен, а обрамляющие хребты — в виде сложных горстов, обусловленных системой крутых, преимущественно параллельных разломов с подчиненными им диагональными разломами. Вместе с тем первоосновой рельефа и молодой тектоники Восточного Прибайкалья Салоп считал крупные волнообразные изгибы типа больших складок, на фоне которых развивались более молодые разломы.

И. С. Валицкая при исследованиях на восточном берегу Байкала, севернее Морского хребта, отметила присутствие в древних кристаллических породах параллельных надвигов с падением поверхностей разрывов на северо-запад, т. е. к Байкалу, и движением масс на юго-восток. Подобные же наблюдения были сделаны в 1940 г. С. П. Ситниковым в Морском хребте и в 1946 г. А. М. Бильтаевым в приселенгинском участке Хамар-Дабана. Отмечая на восточном берегу Байкала наличие котловин — депрессий, очень молодых по возрасту, но морфологически более близких к впадинам Забайкалья, Валицкая в 1940 г. не находила решающих доказательств ни сбросового происхождения хребтов и котловин, ни связи их с крупными волнообразными изгибами. Тем не менее наиболее вероятным структурным типом впадин являются грабены на фоне крупных ундуляций.

В том же 1940 г. Л. М. Черноусовым была закартирована полоса впадин от оз. Гусино до г. Улан-Удэ и высказано мнение (основанное на неверных выводах из данных спорово-пыльцевого анализа мезозойских отложений) о различном возрасте этих впадин — верхне-, средне- и даже нижнеюрском. В структурном отношении они характеризуются как «котловины с периферической складчатостью».

Анализ взглядов на происхождение и историю Байкала и новые данные по этим вопросам были приведены в работах крупнейшего исследователя и знатока Байкала Г. Ю. Верещагина (1940а, 1940б). Вопрос о распространении угленосных отложений и угольных месторождений Бурятии внутри узких синклинальных зон был освещен в специальном обзоре Б. А. Ивановым (1941).

В 1940 г. Н. Д. Соболев опубликовал часть материалов, собранных при многолетних работах в Тункинских и Китойских альпах. Впадины Тункинской полосы он отнес к грабенам, причем представил всю их систему в виде сбросовых блоков, расположенных ступенчато с возрастанием амплитуды с запада на восток и с наклоном глыб в ту же сторону.

В области изучения нефтеносности Прибайкалья к началу Отечественной войны было сделано немного. Поиски и разведки нефти на южном побережье Байкала и выполненные в связи с этим разнообразные тематические исследования не дали ощутимых практических результатов и обоснованных выводов для дальнейших разведок, хотя в приселенгинском участке побережья Байкала к этому времени были проведены в большом объеме буровые и геофизические работы.<sup>1</sup> Что касается генезиса байкальской нефти, то связь ее с третичными отложениями в это время считалась сомнительной или вообще отрицалась.

Е. А. Пресняков (1940а) выдвинул в те же годы гипотезу о связи нефтепроявлений Прибайкалья с битуминозными сланцами в нижнемеловых отложениях. Между тем в среде геологов-нефтяников под влиянием новых данных, полученных при поисках нефти в Якутии, укрепилась мысль о связи тех же нефтепроявлений с кембрийскими отложениями, залегающими в районе Южного Байкала якобы на значительной глубине под покровом пологого надвига. Эта идея была поддержана и развита в сводных работах С. П. Ситникова и Г. Е. Рябухина, завершивших предвоенный этап изучения проблемы байкальской нефти (Ситников, 1940; Рябухин, 1940).

Следует, таким образом, подчеркнуть, что если в области угольной и региональной геологии идея обширных надвиговых покровов в Восточной Сибири к концу 30-х годов была полностью отвергнута, то байкальскими геологами-нефтяниками она еще принималась в качестве основной рабочей гипотезы.

Новейший период в изучении мезо-кайнозойских впадин Прибайкалья охватывает годы Отечественной войны и два последующих пятилетия. Исследования этого периода развертывались главным образом по линии поисков и разведок угля и нефти.

Что касается нефтяной проблемы, то в рассматриваемый промежуток времени внимание геологоразведочных организаций было почти полностью сосредоточено на сравнительно перспективных структурах внутри Иркутского амфитеатра. Только в 1950 г. на Байкале были вновь развернуты работы по поискам нефти и газа, причем, помимо собственно Байкальского района, т. е. юго-восточного побережья озера, ими были охвачены ближайшие «сухопутные» впадины того же типа (Тункинская и Баргузинская) и некоторые впадины Западного Забайкалья. В этих работах принимали основное участие тресты «Востсибнефтеразведка» и

<sup>1</sup> Среди работ этого периода следует отметить петрографические исследования Е. А. Дьяковой, тематические работы С. П. Ситникова и М. Б. Першуткина, работы по гравиметрии, магнитометрии, электро- и сейсморазведке Ф. Пейзе, А. Захарова, В. Арест, В. Федьковского, Р. Жост, А. Коржева, Б. Гуревич, В. Сельского, И. Гуревич и др. Основные геофизические работы были выполнены в 1934—1936 гг.

«Востсибнефтегеофизика», группа сотрудников Института геологии Восточно-Сибирского филиала АН СССР, отряды Института нефти и Института геологических наук АН СССР. Академические организации выполняли тематические исследования и участвовали в геологической съемке. Мы не будем пока касаться геологических результатов этих работ и рассмотрим только итоги тех исследований, которые были выполнены в ином разрезе, но имели ближайшее отношение к предмету нашего описания.<sup>1</sup>

С 1939 по 1944 г. С. В. Обручевым были проведены маршрутные исследования в Восточном Саяне. К отдельным вопросам геологии нагорья С. В. Обручев возвращался и в последующие годы (С. В. Обручев, 1942, 1946а, 1946б, 1949, 1950). Главные выводы этого исследователя по молодому вулканизму, геоморфологии и новейшей тектонике южной части Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана сводятся к следующему.

1. Восточный Саян представляет сложное молодое горстовое поднятие. Отдельные ступени западной части нагорья соответствуют поверхностям отдельных блоков, ограниченных сбросами. На юге, в области осевых впадин Байкальского поднятия, дифференциальные вертикальные перемещения глыб происходили по широтным разломам байкальской системы, повторившим древние каледонские разломы.

2. Гипотеза о едином Байкальском сводовом поднятии заслуживает внимания, но не является доказанной.

3. Исходная поверхность рельефа Саяно-Хамар-Дабанской области — предельная третичная равнина, ныне высоко и неравномерно поднятая и расчлененная.

4. Осевые впадины — типичные грабены, отделенные от соседних горстов разломами.

5. Излияния базальтовых лав происходили в два приема: в миоцене (массовые трещинные и центральные извержения) и в четвертичном периоде с максимумом в межледниковую эпоху.

Н. А. Флоренсов в своих работах (1947а, 1947б, 1948) развивал мысль о происхождении рельефа Забайкалья за счет одновременно идущих медленных процессов поверхности выраженной широкой и пологой складчатости, денудации антиклинальных поднятий — хребтов и наполнения осадками синклиналиных прогибов между ними. В этих работах подчеркивается унаследованный характер поверхности выраженной складчатости, повторение современным рельефом основных черт рельефа нижне-меловой эпохи, отрицается существование в Забайкалье единого древнего пенеплена.

Межгорные впадины рассматриваются как синклиналиные единицы сложного комплекса линейных складок значительного радиуса кривизны, обладающих всеми генетическими и морфологическими чертами «глубинных» складок вплоть до асимметрии их крыльев и явлений вергентности. Подчеркивается роль надвигов. С медленными складкоподобными движениями земной коры в верхнем мезозое связывается распределение фаций угленосных свит, в том числе мощностей и качества самих угольных пластов. Выражение верхнемезозойских структур в современном рельефе объясняется сохранением в кайнозойскую эру движений прежнего знака

<sup>1</sup> Мы не рассматриваем здесь многочисленные производственные отчеты и статьи, в той или иной степени касающиеся горных впадин юга Восточной Сибири, но не вносящие в этот вопрос ничего принципиально нового. Число их огромно и даже простой перечень авторов занял бы много места.

при значительном замедлении их темпа в силу перемещения силового поля к северо-западу, т. е. к краю Сибирской платформы.

Работы Флоренсова заключали в себе, таким образом, ту же основную идею, которую развивали С. С. Шульц (1948) для Тянь-Шаня, Н. П. Херасков (1935) для Верхоянских горных дуг, Ю. М. Шейнманн (19376) для всей Средней Азии.

В 1941 г. Е. В. Павловский в сводной работе подвел итог предыдущих геологических исследований, в том числе личных многолетних наблюдений в Байкальской горной области. После Отечественной войны эта работа была дополнена некоторыми новыми данными.

Рассматривая мезо-кайнозойский этап развития структуры Прибайкалья, Е. В. Павловский продолжает развивать плодотворную идею о структурной близости байкальских и родственных им впадин с одно-возрастными впадинами Мертвого моря и восточноафриканскими, считая, что строение Байкала приближается к рампу Б. Виллиса, но значительно более сложно. В Забайкалье также имеются мелкие рамповые структуры, но ведущими формами мезо-кайнозойской тектоники здесь являются по-верхностно выраженные складки, определяющие распространение и залегание мезозойских отложений и основу современного рельефа.

Е. В. Павловский утверждает, что «структуры Станового свода (в других работах — Байкальского сводового поднятия, — *Н. Ф.*) можно рассматривать... как своеобразные новейшие структуры складчатого типа, проявившиеся на земной поверхности». И далее «... система Байкальских впадин, связанных со сводовым поднятием, фиксирует границу между мезо-кайнозойской складчатой зоной и ее платформой. В этой пограничной зоне движения земной коры еще не закончились и продолжают и в настоящее время» (Павловский, 1948а, стр. 126—127).

В том же 1948 г. Е. В. Павловский выступил с новой интересной трактовкой мезо-кайнозойской структуры Восточной Сибири (Павловский, 1948б). Продолжая широко и всесторонне сопоставлять впадины байкальского типа со структурами великого рифта Восточной Африки и Аравии, он подчеркнул ведущую роль в образовании тех и других структур длительной (обнимающей целые геологические периоды) геоморфологически выраженной линейной складчатости, называемой им аркогенезом. Этот тип складчатости является первичным в развитии впадин байкальского и восточноафриканского типа и характерен для переходных зон молодых складчатых областей к их платформам. Разломы (сбросы) принимают участие в оформлении возникающих при аркогенезе впадин, но это явления производные и второстепенные.

Итак, в своей работе Павловский отрицает как рифтовый, так и рамповый механизм образования межгорных впадин рассматриваемого типа и считает их своеобразными синклиналиями, выраженными в рельефе. Таким образом, этот видный исследователь Прибайкалья присоединился к концепции о складчатой природе новейших структур и рельефа нагорной Восточной Сибири, ведущей свое начало от И. Д. Черского и поддержанной также некоторыми другими геологами.

Активное участие в изучении мезо-кайнозойских впадин Забайкалья и в дискуссии о их генезисе принимает М. С. Нагибина, в работах которой проводится в основном идея В. А. Обручева о ведущей роли разломов (сбросов) в верхнемезозойской и кайнозойской тектонике Забайкалья (Нагибина, 1946б, 1951). Точно так же, как это дается в работах В. А. Обручева, М. С. Нагибина видит в полосовидном, подчиненном «генеральному» северо-восточному простиранию, размещении мезозойских

эффузивов доказательства скрытых под их покровами разломов. Следы последних местами обнаруживаются непосредственно в виде брекчий. В других же случаях разломы скрыты под грубообломочными отложениями краев впадин — грабенов, и тогда их не удается обнаружить.

Опускание дна грабенов после массовых вулканических извержений имело различный размах; отсюда — различная глубина впадин и различная мощность континентальных угленосных толщ в них. Материал последних полностью заимствован у обрамляющих грабены и размывающихся соседних хребтов — горстов. Это обстоятельство, а также закономерное распределение фаций континентальных толщ — грубообломочных по периферии, тонкозернистых и угленосных в центре впадин — указывают на замкнутый характер бассейнов накопления. «К концу альпийского орогена тургинские отложения были смяты в складки и нарушены многочисленными дизъюнктивными дислокациями — сбросами и надвигами, преимущественно по краям впадин» (Нагибина, 1946б, стр. 143).

Складчатость тургинских отложений была пассивным отражением дислокаций кристаллического фундамента. Впадины Байкала и им подобные, а также впадины Западного и Восточного Забайкалья представляют один и тот же тип кайнозойских структур, созданных сбросами. В Забайкалье строение депрессий разнообразно. С точки зрения обрамления разломами они могут быть и симметричными, и асимметричными, а в Восточном Забайкалье имеются впадины вообще без краевых разломов (Нагибина, 1951). В работах Нагибиной проводится также мысль о различном возрасте тургинских отложений (от средней юры до нижнего мела включительно).

К точке зрения В. А. Обручева на строение впадин Забайкалья при- мыкают К. П. Калинина, А. С. Кульчицкий, П. И. Налетов, К. А. Ша- лаев, С. П. Коноплев и мн. др. Уделившая этому вопросу большое внимание К. П. Калинина отнесла изученные ею впадины (Муйскую, Мало-Амалатскую и Больше-Амалатскую) к типичным грабенам. Ограничивающие их параллельные разломы северо-восточного простирания выделены по геоморфологическим данным и полосам брекчий. Установлена связь между этими разломами и излиянием плато-базальтов, вулканическими рвами, цепочками вулканов и одиночными вулканами. Выявлены очень молодые (четвертичные) сбросы северо-западного простирания, пересекающие вулканические конусы.

Сторонником взгляда на Забайкалье как на систему альпийских гор- стов и грабенов явился также Б. А. Максимов, в первые годы своих ис- следований находивший здесь пологие молодые надвиги с «окнами» угле- носной юры — мела (Белуосов и др., 1932). Историю образования верхне- мезозойских впадин Забайкалья Б. А. Максимов рисовал следующим образом (цитирую по М. С. Нагибиной, 1946б, — П. Ф.).

«1. Образование разломов северо-восточного простирания и излияние лав в верхнеюрскую эпоху.

«2. Колебательные дифференциальные движения отдельных блоков коры, образование грабенов и горстов, накопление в первых верхнемезо- зойских осадков.

«3. В верхнемеловую эпоху относительное поднятие грабенов, исклю- чившее возможность накопления осадков верхнего мела.

«4. Новое опускание дна грабенов в начале третичного периода, от- ложение конгломератов типа шилкинских.

«5. Спорадические и неодновременные во всех депрессиях излияния базальтовых и андезитовых лав по краевым трещинам.

«б. На четырехкратное сжатие в течение верхнего мезозоя область реагировала главным образом разломами (горстовыми надвигами, развившимися, по мнению Б. А. Максимова, из первоначальных сбросов)».

Совершенно особую точку зрения на тектоническую сущность впадины Байкала высказал в 1947 г. С. И. Другов. По его представлениям, впадина Байкала развивалась в виде кривой трещины в архейском фундаменте. Трещина образовалась под древним — дотретичным, вероятно мелким, водным бассейном — Прабайкалом и явилась вместилищем его вод. Это событие было связано с образованием высокогорных хребтов Южной Азии. Изгиб впадины (в плане) был согласован с искривлением древних толщ в замке огромной вертикальной дуги-складки, которая относится к группе особых, впервые выделяемых громадных складок с вертикальными шарнирами, называемых С. И. Друговым «молярными». К дополнительным радиальным трещинам, связанным с основной байкальской трещиной, приурочены впадины оз. Косогол и р. Верхней Ангары, а перпендикулярно к радиусу байкальской дуги и касательно к ней возникли грабен Малого моря и горст Приморского хребта.

В ранних работах И. В. Луцицкого по Центральному и Восточному Забайкалью излагаются в общем взгляды В. А. Обручева на генезис и геологическую историю впадин, но подчеркивается значительная роль в их обрамлении не только (или не столько) сбросов, но и надвигов (Луцицкий, 1940, 1941). В своей новой работе, посвященной вулканизму Восточного Забайкалья, Луцицкий дал несколько иное освещение интересующего нас вопроса. Касаясь альпийских структур Восточного Забайкалья и разделяя территорию последнего на три зоны, он вводит понятие «прогиб», поясняемое следующим подстрочным примечанием: «Под названием прогиба в дальнейшем мы будем понимать отрицательный элемент тектонической структуры, существующий в течение длительного промежутка времени. . . , морфологически сложный, распадающийся по простиранию на отдельные впадины, разделенные перемычками, и имеющий сложное внутреннее строение и разнохарактерное обрамление. В отдельных случаях впадины представляют собой типичные синклинали, разбитые надвигами, в других имеют моноклинальное строение, в большинстве случаев ограничены разломами типа надвигов или сбросов» (Луцицкий, 1950, стр. 47).

В результате работ в Баргузинско-Витимском золотоносном районе, проводившихся трестом «Баргузинзолото», был выявлен ряд новых геологических особенностей впадин и в некоторых из них изучены мезозойские и кайнозойские отложения. Мощность последних, по данным С. Г. Мирчинк, А. И. Григорьевой и С. Д. Шера, достигает 100 м. Часть озерных и речных отложений, судя по спорово-пыльцевому комплексу, определенному И. А. Болховитиновой, имеет неогеновый возраст.

Новые данные, относящиеся ко впадинам малоизученной юго-западной части Витимского нагорья, были собраны в 1944—1945 гг. К. А. Шахварстовой. В депрессии р. Муясын, притока р. Кыдымит, ею впервые для Забайкалья выделена рыхлая континентальная толща палеогенового возраста (судя по определениям спор и пыльцы, выполненным С. Н. Наумовой). Третичные и меловые отложения, развитые на этой площади, отнесены к платформенному типу. Депрессии имеют сбросовый характер, что доказывается наличием мощных толщ брекчии на их краях. В кайнозое образовались новые разломы северо-западного простирания, оборвавшие восточные края депрессий. Разломы послужили каналами для выхода базальтовых лав и приняли участие в формировании рельефа всей горной страны.

Выразителем той же точки зрения является Д. К. Зеgebарт, считающий все депрессии Витимо-Байкальского района типичными грабенами, образованными системой прямолинейных и перпендикулярных друг другу расколов. Последние идут ступенчато вокруг основных блоков опускания.

Исследования М. Ф. Кузнецова в районе, соседнем с площадью работ К. А. Шахварстовой, привели его к противоположным представлениям о структуре впадин в бассейне рр. Витимкана и Витима. В процессе геологической съемки Кузнецовым были установлены овалы очертания ряда впадин, постепенные их переходы в обрамляющие хребты, развитие сбросов по северо-западным бортам некоторых впадин и сделан вывод о том, что основой мезо-кайнозойской структуры и рельефа Витим-Витимканского междуречья является складкоподобное искривление земной поверхности с дифференцировкой на синклиналильные прогибы и антиклиналильные своды между ними.

Очень много внимания интересующему нас вопросу уделил Б. А. Иванов. В сводной работе о мезо-кайнозойских континентальных отложениях Забайкалья он рассматривал основные черты структурного развития южной части Восточной Сибири в мезозое и кайнозое, стратиграфию, состав, тектонику и условия образования мезозойских отложений.

По схеме Иванова интересующая нас территория находится вне Забайкальской складчатой зоны, охватывая южную часть зоны глыбовых структур и зоны сводового поднятия. В зоне глыбовых структур, бывшей в мезозое жестким участком земной коры, основными элементами мезозойской тектоники являются глыбовые антиклиналильные поднятия и синклиналильные депрессии (глыбовые синклинали). Те и другие четко выражены в рельефе, что является следствием неравномерной денудации: синклиналильные депрессии сложены рыхлыми мезо-кайнозойскими толщами, а антиклиналильные поднятия — древними кристаллическими породами. Крупные домезозойские структуры были унаследованы при образовании глыбовых складок, которые формировались в течение трех фаз мезозойского («забайкальского») тектогенеза: нижнемезозойской, верхнеюрской и нижнемеловой, сопровождавшихся магматической деятельностью. Простираения структур, созданных в различные фазы, неодинаковы.

В верхнеюрскую эпоху образовались грубообломочные осадочные и туфогенные толщи, в нижнемеловую — мощные толщи континентальных, во многих местах угленосных отложений. Распространение последних ограничено глыбовыми синклиналиями. Накопление осадков нижнего мела происходило в разобценных бассейнах неодинаково в разных структурных зонах, но благодаря общности геотектонического режима во всем Забайкалье строение нижнемеловых толщ во всех синклиналильных депрессиях более или менее однотипно. В нижней части обобщенного разреза залегает конгломерато-песчаниковая свита или базальные аркозы, выше — тургинская свита и над ней угленосная. В некоторых случаях тургинская и угленосная свиты сближаются и переплетаются. Наряду со смятием слоев в складки нижнемеловые отложения затронуты надвигами, а местами перебиты разломами, ориентированными на северо-восток и северо-запад. Условно верхнемеловые и третичные отложения маломощны и залегают в краях депрессий почти горизонтально.

В кайнозое по трещинам, приуроченным к переходным частям от депрессий к глыбовым антиклиналиям, изливались основные лавы. Мезозойские движения в Прибайкалье проявились лишь в поднятии и образовании широкого плоского свода, в котором местами возникли разломы и от-

дельные глыбовые структуры. Байкал и аналогичные впадины образовались путем опусканий в осевой, наиболее высокой части свода, «очевидно, в связи с прекращением бокового давления и, следовательно, исчезновением напряжений, поддерживавших свод...» (Б. А. Иванов, 1949б, стр. 12). Нарушенные местами залежание третичных пород во впадинах связано с неравномерным опусканием и не является результатом складчатости.

Много внимания вопросу накопления в Забайкалье верхнемезозойских угленосных отложений уделил известный палеофитолог, знаток мезозойской флоры Сибири В. Д. Принада. Признавая ограниченность площадей осадконакопления рамками долин и тектонических впадин и зависимость его темпа от тектонического режима областей размыва, этот автор придавал особенно большое значение процессам образования верхнемезозойских озер путем запруживания рек, прекращения их стока, засыпания озерных котловин осадками и возникновения торфяных болот — очагов углеобразования. Явления запруживания древних долин, по его мнению, обуславливались излиянием лав по разломам и тектоническими поднятиями поперечных блоков, а высота запруд определяла глубину озер и длительность времени, потребного на пропиливание их реками. Области накопления осадков испытывали перемещение в связи с неравномерными пагромаждениями лав.

Очень большой интерес для понимания природы прибайкальских впадин представляет работа А. Х. Иванова по соседнему району МНР (Восточному Прикосоголю). Исследователь считает, что в течение мезозоя в этом районе существовал геоантиклинальный режим; глыбовой тектоникой были созданы грабены, взбросы и надвиги по их краям, а складчатость осадочно-эффузивных толщ в грабенах имела местный отраженный характер. Те же черты имел кайнозойский этап развития структуры Прикосоголя, когда общее сводовое поднятие дифференцировалось на широтные и меридиональные валобразные вздутия и корытообразные прогибы, подвергшиеся затем глыбовому тектогенезу и превращению соответственно в моноклиналильные хребты — горсты и моноклиналильные депрессии — грабены. С глыбово-волновой тектоникой кайнозоя связаны впадины оз. Косогол, долины рр. Аргыйи-Гол, Ури-Гол и др. Косогольский моноклипальный грабен сочетается с моноклипальным горстом хр. Улан-Тайга; их разделяет взброс, падающий к западу. Структура в целом имеет четвертичный возраст (А. Х. Иванов, 1953).

Особой ветвью в изучении впадин Прибайкалья была многолетняя деятельность Байкальской лимнологической станции Академии наук СССР. Мы не можем здесь касаться всех ее работ (труды Г. Ю. Верещагина упоминались выше). Отметим лишь, что вопросы геологии впадины Байкала изучались мало и односторонне. Вместе с тем в связи с работами станции настойчиво пробивало себе дорогу новое, «геоморфологическое» направление, представителями которого явились Н. В. Думитрашко, Л. Г. Каманин и в последнее время В. В. Ламакин.

Н. В. Думитрашко изложила результаты своих исследований в ряде работ, причем последние из них вышли в свет совсем недавно (1952а, 1952б, 1953б). Взглядов Думитрашко придерживались в своих работах по Прибайкалью Л. С. Берг, Г. Ю. Верещагин и некоторые другие авторы. Суть ее представлений состоит в следующем. Становое поднятие (Становой хребет Сибири, в понимании В. А. Обручева и Е. В. Павловского) действительно существует, но сводовая изогнутость земной поверхности в его пределах отсутствует. Это сочетание глыб разнообразной высоты и

облика, разделенных депрессиями. Поэтому распределение ступеней рельефа в Байкальской горной области в плане неравномерно и мозаично. Ярусность горного рельефа благодаря наличию впадин проявляется своеобразно. Мезозойская тектоника имеет глыбовый характер. Среди разломов преобладают сбросы. Влияние складчатости «...сказывается лишь через литологический состав пород, определяющий возникновение положительных форм рельефа, сложенных плотными породами (гранитами)» (Думитрашко, 1952а, стр. 160).

Рельеф Прибайкалья весьма древний. Котловина Байкала (южная часть) была заложена еще в юре. Соединение озер, находившихся в северной, средней и южной впадинах Байкала, в единый водоем и возникновение больших его глубин произошло в конце плиоцена и было обусловлено интенсивными поднятиями и опусканиями с амплитудой до 2500 м. Эти дифференциальные движения по сбросам продолжаются доныне. В Прибайкалье было одно оледенение, начавшееся еще в плиоцене и распадавшееся на четыре фазы. Вторая (максимальная) фаза оледенения соответствует по времени рессу или ресс-вюрму. Многие крупнейшие сбросы, например сброс вдоль восточного склона Байкальского хребта, оформились позже. С некоторыми из них связаны базальты. В целом Байкальская горная область, начиная с конца мезозоя, рассматривается Думитрашко как «наземная геосинклиналь» (там же, стр. 57).

Другой геоморфолог, В. В. Ламакин, занимался в самые последние годы изучением отложений и неотектоники берегов Байкала. Исследования проводились отдельными маршрутами без составления геологических карт, путем экскурсионных наблюдений (Ламакин, 1950б, 1952б, 1953а, 1955б).

В работах Ламакина доказываются интенсивность и неравномерность современных вертикальных движений берегов Байкала, перекося отдельных тектонических блоков, резкость смещений засечек, сделанных на скалах И. Д. Череким, недавнее поднятие со дна Байкала Ушканьих островов. Заслугой Ламакина является открытие третичных отложений в Баргузинской впадине (до вскрытия этих отложений буровыми скважинами) и дополнения к батиметрической карте средней части Байкала, сделанные по необработанным материалам Байкальской лимнологической станции.

Мнение В. В. Ламакина, что «Байкальская впадина является громадным прогибом земной коры, осложненным сбросами и обрамленным сводовыми поднятиями горных хребтов, которые также осложняются грандиозными сбросами» не является новым. Другое положение, выдвигаемое им, заключается в том, что во впадине Байкала и его аналогах имеются «противоподнятия» в виде вспучиваний, развивающиеся особенно там, где впадины наиболее глубоки. Ряд положений, например, о первичном единстве Байкала, о влиянии движений земной коры в районе Байкала на ход эволюции органического мира в нем и некоторые другие, представляет большой научный интерес.

В 1950 г. геоморфологические исследования с детальным расчленением террас были проведены Л. И. Полкановой и Е. М. Щербаковой между западной оконечностью Байкала и Тункинской впадиной.

Наконец, заслуживают внимания новые работы по региональной сейсмологии, связанные с впадинами байкальского типа. К ним относятся исследования строения земной коры в Прибайкалье (Гайский, 1950) и описание сильного землетрясения 1950 г. в верховьях р. Иркутка (Тресков и Флоренсов, 1952).

Заканчивая затянувшийся и тем не менее далеко не полный обзор прошлых исследований, подведем некоторые итоги.

Мы видим, что даже чисто умозрительные и наивные представления о строении впадин Прибайкалья, появившиеся еще в XVIII столетии, имеют приверженцев до настоящего времени. Так, мнение о впадине Байкала как зияющей трещине растяжения (Паллас, Эрман) в последние годы пытается возродить на новой основе С. И. Другов.

Значительную давность имеют представления о Байкале как о простом или многоступенчатом провале, созданном гравитационными сбросами, идущие от Георги и Сиверса. Они защищаются большинством крупнейших современных тектонистов (В. А. Обручевым, М. М. Тетяевым, В. В. Белоусовым и др.) при допущении предварительного сводового или плоского поднятия, но без какой-либо связи со «сплошной» складчатостью.

Сравнительно поздно была применена и вскоре же оставлена гипотеза рампы. Гипотеза Черского, считавшего впадину Байкала очень медленно сжимающейся «синклинальной долиной» (т. е. синклинальной структурой, выраженной в рельефе), после непродолжительной поддержки Зюссом была забыта или отеснена на задний план работами В. А. Обручева, который последовательно развивал идею о глыбово-сбросовом («германотипном») строении Прибайкалья и Забайкалья. К идеям И. Д. Черского снова вернулись в последние два десятилетия К. С. Маслов, Е. В. Павловский, Е. А. Пресняков, Н. П. Михно, Н. А. Флоренсов, Л. И. Салон и др. Навсегда, по-видимому, оставлены только взгляды М. Злобина и Н. Меглицкого на Байкал как на древнюю речную долину, наполненную озерными водами.

Многие авторы в последнее время считают возможным видеть во впадинах Прибайкалья и Забайкалья сочетание различных структурных элементов и типов движений, стремясь выявить в этих сложных структурных комплексах и общие, и индивидуальные черты (П. М. Клевенский, Н. А. Флоренсов, Е. В. Павловский, А. Х. Иванов, В. В. Ламакин, С. М. Замараев, Л. И. Салон и др.); при этом некоторые исследователи (Другов, Флоренсов и др.) ищут, хотя и с разных позиций, причины своеобразия и исключительности впадин «байкальского типа».

Итак, среди исследователей межгорных впадин Прибайкалья и ближнего Забайкалья все еще нет единого мнения по основным вопросам их генезиса. В последнее время развиваются представления о своеобразном, еще по-настоящему не изученном типе движений, создавших выраженные в рельефе мезо-кайнозойские структуры Прибайкалья и Забайкалья, а также об исторически обусловленном сочетании в этих структурах различных типов и форм движений. Продолжающаяся по этим вопросам дискуссия становится все более традиционной, нежели принципиальной.

Как мы надеемся показать в следующих главах, мезозойские и кайнозойские движения, создавшие межгорные впадины на территории Прибайкалья, имели различный характер и привели к сложному сочетанию разнородных дислокаций, во многом зависящих от свойств древнего фундамента и мезокайнозойского осадочного покрова.

## ДОМЕЗОЗОЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Рассматриваемая в настоящей работе территория включает в себя Бурятию и прилегающие к ней части Иркутской и Читинской областей. Она представляет собой обширную горную страну, обнимающую высочайшие горные хребты Восточной Сибири: Байкальский, Верхне-Ангарский, Северо- и Южно-Муйский, Баргузинский, Икатский, Большой и Малый Хамар-Дабан, цепь Мунку-Сардык, Сархойские, Окинские, Тункинские, Китойские гольцы и др. Высшая точка Восточной Сибири — вершина гольцового массива Мунку-Сардык, расположенного на стыке Большого Саяна, Тункинских и Китойских гольцов и Большого Хамар-Дабана, достигает, как известно, 3491 м над уровнем моря. Минимальная же отметка на дне Байкала, напротив о. Ольхон, 1267 м ниже уровня моря. Таким образом, амплитуда относительных высот превосходит 4700 м, причем точки максимальной и минимальной отметок расположены на линии, являющейся как бы осью впадин байкальской системы.

Общая картина рельефа описываемой территории видна на гипсометрической карте СССР, составленной в 1949 г. в масштабе 1:2 500 000 под редакцией И. П. Заруцкой. Она характеризует Прибайкалье как страну со сложным горным рельефом, с относительными высотами близлежащих пунктов до 1500—2000 м в полосе впадин байкальской системы и до 500—800 м на остальной площади.

Рельеф этой обширной области образован четырьмя крупными орографическими комплексами: Байкальской горной страной (или областью, по терминологии ряда авторов), Витимским плоскогорьем, южной окраиной сложного нагорья Восточного Саяна и среднегорьем Западного Забайкалья (Селенгинской Даурией И. Д. Черского и В. А. Обручева). Границами этих комплексов служат, как правило, крупные межгорные впадины. На краях последних особенно резко контрасты рельефа, обусловленные громадными колебаниями относительных высот и различием внутренней пластики этих комплексов.

Несколько слов о географических названиях, которыми мы будем пользоваться в настоящей работе. Поскольку некоторые привычные названия, прочно вошедшие в научную литературу, относятся, тем не менее, к довольно неопределенным территориям, условимся для краткости называть Прибайкальем не только полосу впадин байкальской системы, включая и их ближайшее горное окружение (Саяно-Становое поднятие, Саяно-Байкальское сводовое поднятие, Становой хребет Сибири — у разных авторов), но и Западное, или «ближнее», Забайкалье, обнимающее Витимское плоскогорье с его центральным плато и среднегорье Селенгинской Даурии, т. е. бассейн р. Селенги в границах СССР, а также прилегающую к Саяно-Байкальской горной дуге часть Средне-Сибирской пло-

ской возвышенности. Синонимом «Прибайкалья» является в этом случае и «Байкальская горная область» в несколько расширенном понимании. Подобное общее наименование различной по своему геоморфологическому устройству, тектонически разнородной площади обладает не только очевидным преимуществом краткости, как и сравнительно редко употребляемое название «Околобайкалье», но и подчеркивает роль Байкала как своеобразного географического центра окружающей его территории. Пользуясь одновременно названиями Прибайкалье и Забайкалье, мы будем под первым из них иметь в виду ближайшее горное окружение впадин байкальской системы (от Косогольской на западе до Чарской на востоке). Что касается последних, то за ними теперь укрепилось название «впадин байкальского типа» (Павловский, 1948а).

Перейдем к краткой геологической характеристике домезозойского фундамента.

### 1. Краткое описание нормального разреза

По современным представлениям, в геологическом строении Прибайкалья основную роль играют два ведущих элемента структуры Центральной Сибири: Сибирская каледонская платформа и окаймляющая ее с юга и юго-востока область байкальских, ранних, каледонид. В верхнем палеозое и мезо-кайнозое обе эти области продолжали усиленно развиваться. Область байкальских каледонид при этом насыщалась разнообразными вулканическими продуктами и, несмотря на давно пройденный геосинклинальный путь развития, приобрела очень сложное строение.

Стратиграфия описываемой территории особенно успешно изучалась в последние два десятилетия, причем новые материалы обобщены в ряде сводных работ.

В настоящее время на площади Прибайкалья выделены архей, протерозой нижний и верхний, кембрий, юра средняя и верхняя, нижний мел, неоген, четвертичные и новейшие отложения.<sup>1</sup> Кроме того, в южных и юго-восточных районах исследователи предположительно выделяют пермские и триасовые вулканогенно-осадочные толщи. Некоторые палеонтологически немые толщи юга Восточного Саяна, Хамар-Дабана и бассейнов рр. Джиды и Витима прежде причислялись к силуру, а в настоящее время отнесены к кембрию или протерозою. Имеются указания на присутствие в Баргузино-Витимском районе континентального палеогена, но, по-видимому, они недостаточно точны. В Прибайкалье пока нигде не выделены отложения девона, нижнего и среднего карбона, верхнего мела. Возможно, что они здесь вообще отсутствуют.

При разграничении слоистых толщ не по формально стратиграфическим, а по структурно-фаціальным признакам на той же территории следует выделить комплексы: архейский, нижнепротерозойский, байкальский (поздний протерозой или рифей<sup>2</sup> и ранний палеозой), верхоянский (верхний палеозой и нижний мезозой), юрско-меловой и неоген-четвертичный. Хотя такое деление предлагается и не впервые, все же оно пуждается в дальнейшем обосновании.

Значительные площади на территории Прибайкалья заняты массивами гранитов и других изверженных глубинных пород, а также вулка-

<sup>1</sup> В настоящей главе рассмотрены только древние комплексы, образующие домезозойский фундамент. Мезозойскому и кайнозойскому комплексам будут посвящены отдельные главы.

<sup>2</sup> Некоторые авторы предпочитают относить данный комплекс к синийской системе китайских геологов.

ническими покровами. По сравнению с магматогенными, роль слоистых первично-осадочных пород второстепенна. В составе слоистых толщ преобладают значительно метаморфизованные кристаллические породы, а слабо измененные или вовсе неметаморфизованные отложения (начиная с юрских) занимают уже третьестепенное положение. Современная картина геологического устройства страны является следствием весьма глубокого денудационного среза, вызванного длительным и значительным поднятием, современный максимум которого очерчивается высокими хребтами Восточного Саяна и Байкальской горной области.

**Архей.** В Восточном Саяне, Хамар-Дабане, Приморском, Байкальском, Северо-Муйском и некоторых других хребтах, окаймляющих впадины байкальского типа, развиты глубоко метаморфизованные толщи, всеми исследователями вполне уверенно относимые к архею. В некоторых районах они расчленены на отдельные серии, по общей детальной схеме стратиграфии архея, пригодной для территории всего Прибайкалья, составить еще не удалось. В составе древнейших толщ имеются различные гнейсы, гранулиты, кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры, кварциты, амфиболиты, мигматиты и граниты. Последние присутствуют в виде мигматизирующего материала, рассматриваемого некоторыми исследователями с позиций гипотезы гранитизации как аллохтонное выщелачивание и в виде обособленных секущих тел явно магматического происхождения.

Отнесение этих толщ к архею основано на многочисленных фактах. Повсюду, где нельзя предположить наложенного обратного метаморфизма, архейские толщи представлены глубинными катоморфными образованиями. В южном Прибайкалье существенное место среди них занимают гиперстеновые гнейсы, характерные для архея Индии, Анабарского и Алданского массивов и т. д. Эти древние толщи служат основанием для несогласно залегающих на них и гораздо слабее метаморфизованных, но также кристаллических толщ, относимых к протерозою. Связанные с древнейшими толщами субщелочные аляскитовые граниты также являются типичными для архея. В относительно хорошо изученном Слюдянской области имеются и прямые доказательства огромного абсолютного возраста архейских толщ. Так, по определениям К. А. Ненадкевича, возраст древних пегматитов, прорывающих слюдянский архей, достигает 1.8 млрд лет.

Для Восточного Саяна и западных частей Хамар-Дабана С. В. Обручевым и М. Л. Лурье было предложено следующее трехчленное деление архея:

нижний архей — преобладающие гнейсы (особенно плагиогнейсы), кристаллические сланцы и амфиболиты, в меньшей степени кварциты и мраморы,<sup>1</sup> значительную роль играют мигматиты; мощность до 10 км;

средний архей — разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и доломиты; мощность до 10 км;

верхний архей — преимущественно мелкозернистые гнейсы, кристаллические сланцы, иногда мраморы; мощность до 3 км.

В Хамар-Дабане к верхнему архею относится хангарульская гнейсовая серия, которую П. И. Налетов и Н. И. Фомин считают нижнепротерозойской.

<sup>1</sup> В данном случае речь может идти, конечно, лишь о нижней части видимого разреза архея, а не о нижнем архее в прямом смысле слова.

Таким образом, для архей Западного Прибайкалья характерна огромная общая мощность — 23 км (Лурье и Обручев, 1950). Верхний и средний архей Восточного Саяна и южных частей Хамар-Дабана составляют слюдяную серию, наиболее детально изученную в районе г. Слюдянка. Эта серия, по мнению Н. В. Фроловой, залегает на харагольской серии кристаллических сланцев и гнейсов, сравнительно бедной мраморами и подстилаемой в свою очередь безымянной серией гнейсов, содержащей маломощные прослои пироксеновых сланцев и мраморов.

В Прибайкалье и Витимском плоскогорье архей выделен в ряде районов, причем многие исследователи подразделяют его на несколько серий. Однако, как указывает А. А. Арсеньев, древнейшие толщи Байкальского нагорья пока правильнее делить только на две толщи: нижнюю — преимущественно гнейсовую и верхнюю — преимущественно сланцевую (Арсеньев, 1952). Так, в обоих Муйских и Делюп-Уранском хребтах исследованиями А. К. Мейстера, затем Н. П. Михно и А. К. Гусевой устанавливается деление архей на несколько горизонтов, причем в нижних преобладают гнейсы, а в верхних — сланцы и мраморы. По новым материалам Л. И. Салона, В. Л. Тихонова и др., архей Северо-Муйского и соседних хребтов представлен витимо-мамаканской толщей, состоящей из плагиогнейсов, различных гнейсов и подчиненных им прослоев мраморов и кристаллических сланцев. Мощность этой толщи в Северо-Муйском хребте превосходит 5000—6000 м.

На восточном побережье Байкала Б. А. Аверьянов и Л. И. Салон разделяют архей на две толщи: таланчинскую (гнейсы, амфиболиты, сланцы, мигматиты) и святоносскую (гнейсы, сланцы и мраморы). Сходное подразделение древнейших пород дано К. А. Шахварстовой в 1948 г. для Туркино-Витимского водораздела и К. П. Каливиной в 1949 г. — для Витимо-Амалатского междуречья. Мощность архей к востоку от Байкала местами, вероятно, достигает 10—12 км.

Таким образом, несмотря на большую внутреннюю пестроту, разрез архей в общих чертах выдерживается на очень больших расстояниях. Это позволило Н. В. Фроловой в 1954 г. предложить общее деление архей Прибайкалья на две части: нижнегнейсовую ангарскую серию (основание которой неизвестно) и верхнюю, преимущественно известняковую, слюдяную серию, в которой мраморы чередуются с различными гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами.<sup>1</sup> При сопоставлении с разрезом древнейших толщ Алданского массива ангарская серия отнесена к среднему, а слюдянская — к верхнему архею.

**Протерозой.** Протерозойские отложения распространены в Прибайкалье приблизительно в тех же районах и, видимо, более широко, чем архейские. При этом площади развития протерозойских пород в общем более удалены от Байкала, что, очевидно, связано со структурой огромного Байкальского антиклинария, шарнир которого грубо совпадает с геометрической осью Байкала.

В Восточном Саяне отложения этого возраста тянутся широкой полосой вдоль предгорий, параллельно юго-западной границе каледонской платформы, широко распространены они и во внутренней, юго-западной и южной частях нагорья.

Протерозойские отложения изучены очень неравномерно и во многих случаях не выявлены те границы, с помощью которых они могли бы

<sup>1</sup> Принципиальная возможность двучленного деления древних толщ Прибайкалья доказана еще И. Д. Черским.

быть отделены от архейских толщ, с одной стороны, и от кембрия — с другой. По опубликованным данным, в Восточном Саяне протерозой расчленяется на три отдела — нижний, средний и верхний.

Нижний протерозой представлен филлитами (микросланцами), филлитизированными песчаниками, кристаллическими известняками и доломитами. Кристаллические сланцы отсутствуют или имеются в небольшом количестве. Общая мощность оценивается в 6—7 тыс. м.

Средний протерозой сложен карбонатной толщей большой мощности (несколько тысяч метров). Среди карбонатных пород — кристаллических известняков и доломитов — в бассейне р. Оки наблюдаются небольшие прослои известнякового конгломерата.

Верхний протерозой представлен мощной (до 3500 м) свитой филлитовых, филлитизированных песчаников, углистых и глинистых сланцев. В Китойских гольцах к этой же свите относят кварциты, мраморизованные известняки и пиритизированные сланцы с общей мощностью около 1500 м (Лурье и Обручев, 1950).

Иное, двучленное, деление протерозоя Восточного Саяна принимается другими авторами. На центральном (Окинском) плоскогорье, по новым данным Н. С. Ильиной, Е. П. Бессолицина и др., нижнепротерозойские отложения, объединяемые в двучленную окинскую свиту, представлены различными сланцами (хлоритовыми, эпидотовыми, слюдисто-кварцевыми), конгломератами, песчаниками и линзами известняков. Верхнепротерозойские отложения расчленены в первом приближении на три свиты, состоящие из различных известняков, доломитов, песчаников, конгломератов, эффузивов и туфов. В известняках найдены водоросли *Conophyton* и *Collenia*. Мощность отложений нижнего протерозоя оценивается в 4000 м, верхнего — до 5000 м.

Приведенное выше трехчленное деление протерозоя Восточного Саяна переносится его авторами и на Хамар-Дабан (Лурье и Обручев, 1950). Однако другие исследователи предлагают для области между речья Иркут—Джида двучленное деление протерозойских толщ. Так, П. И. Налетовым здесь выделяется зун-муринский комплекс нижнего протерозоя (кристаллические известняки с подчиненными гнейсами и другими кристаллическими сланцами), развитый в бассейне р. Зун-Мурий, а за пределами Хамар-Дабана — в Тункийских гольцах, и биту-джидинский комплекс верхнего протерозоя, состоящий из метаморфических зеленых сланцев, кварцитов, кристаллических известняков и гнейсов. Последние приурочены к низам комплекса. Мощность его достигает 3 км (Налетов, 1944).

С. В. Обручев и М. Л. Лурье сопоставляют биту-джидинский комплекс с верхним или средним, а с нижним отделом восточно-саянского протерозоя.

В Прибайкалье и Витимском плоскогорье протерозойские метаморфические толщи выделены во многих районах и расчленяются на два комплекса, соответствующих нижнему и верхнему протерозою.

Нижний протерозой на западном берегу Байкала, к северу от о. Ольхон, представлен кварцитами, кварцитовыми сланцами, кристаллическими сланцами и известняками. В северной части Байкальского нагорья среди отложений этого возраста большую роль играют в различной степени метаморфизованные эффузивные и туфогенные породы. По последним данным, к нижнему протерозою относится и мамская слюдоносная серия, сложенная более глубоко метаморфизованными породами: разнообразными кристаллическими сланцами, кварцитами, минерализован-

ными кристаллическими известняками. В хорошо изученном Л. И. Салопом и В. Л. Тихоновым районе Северо-Муйского хребта нижний протерозой представлен существенно вулканогенной толщей мощностью более 3000 м. В ее составе преобладают кварцевые порфиры и кератофиры, ортофиры, фельзиты, «спилиты», имеются прослои кристаллических известняков, песчаников и туфов.

В Западном Прибайкалье распространен в виде узкой извилистой полосы известный байкальский трехчленный комплекс, относимый многими исследователями к верхнему протерозою. В состав нижней, голоустенской, свиты байкальского комплекса входят доломиты, филлиты, кварциты; в состав средней, улунтуйской, — известняки с прослоями глинистых и мергелистых сланцев, местами фосфоритовосных; в состав верхней, качергатской, — песчаники, аргиллиты, сланцы.

Двучленное деление протерозоя принято также исследователями Байкало-Витимского междуречья, выделяющими самостоятельные свиты и внутри отделов протерозоя.

В Южно-Муйском хребте мощная метаморфическая толща протерозоя разделена К. П. Калининной в 1947 г. на две свиты — горбилюкскую, нижнюю (конгломераты, песчаники, мраморы, метаморфические сланцы, ороговикованные микрогнейсы), мощностью 1500 м, и уокитскую, верхнюю, состоящую преимущественно из сланцев с подчиненными плагиогнейсами и известняками, мощностью около 2000 м. Выше несогласно залегают метаморфические толщи, состоящие из конгломератов, песчаников, серицитовых сланцев и битуминозных известняков, относимые уже к нижнему палеозою.

На Ангаро-Баргузинском междуречье В. В. Домбровским и А. К. Гусевой были выделены няндонинская и баргузинская свиты, состоящие из разнообразных сланцев и известняков, заметно отличающиеся своим метаморфизмом. Позже эти свиты изучались Л. И. Салопом и Н. И. Фоминным, причем Л. И. Салоп отнес обе свиты к верхнему протерозою, а баргузинскую свиту, состоящую из метаморфизованных пород (до гнейсов включительно), поместил в разрезе над няндонинской. Исследования последних лет, выполненные П. Ч. Шобогоровым, А. В. Колесниковым, З. М. Анисимовой, В. Г. Беляченко и др., подтвердили правильность этой точки зрения. В итоге разрез верхнего протерозоя на Ангаро-Баргузинском междуречье выглядит следующим образом (снизу): 1) уокитская свита существенно эффузивно-туфового состава, 2) няндонинская свита сланцев и известняков с участием эффузивов, 3) баргузинская свита, состоящая из мраморов, кальцифиров, сланцев, местами гнейсов. Общая мощность отложений верхнего протерозоя — 5000—6000 м.

В долине р. Витима, ниже устья р. Зазы и в низовьях р. Конды, развита мощная метаморфическая толща, которую С. Н. Коровин, П. С. Рожок и В. С. Исакова относят к протерозою и делят на две свиты: нижнюю, осадочно-эффузивную, и верхнюю, метаморфическую. Первая сложена конгломератами, песчаниками, кислыми эффузивами и их туфами, вторая — сланцами, кристаллическими известняками и кварцитами.

В бассейне верхнего течения р. Витим С. Г. Мирчинк, А. И. Григорьевой и Д. С. Шером отнесена к протерозою очень мощная, не менее 6000 м, известняково-сланцевая карафтитская свита. В ее основании залегают конгломераты. Преобладают слабо метаморфизованные песчаники, сланцы, алевроиты.

Значительные работы по картированию и расчленению древних протерозойских толщ были проведены в самые последние годы на Баргузино-

Витимском междуречье, в Икатском хребте и в бассейне р. Витимкана. Этим толщам приписывается верхнепротерозойский возраст и предлагается следующий сводный разрез (снизу):

- |   |                 |
|---|-----------------|
| 1. Суванихинская свита довольно однообразных метаморфических сланцев (кварцито-биотитовых, кварцево-биотито-гранатовых, биотито-амфиболовых). Видимая мощность  | около 1500 м    |
| 2. Ивановская карбонатная свита, состоящая из мраморов и известковых сланцев  | не менее 1000 м |
| 3. Залегающая согласно нижняя свита мраморов, часть которых имеет битуминозный характер   | 1000—1200 м     |
| 4. Верхняя карбонатно-сланцевая свита относительно непостоянного состава, содержащая прослой и линзы марганценосных известковистых сланцев. Значительную роль в ее составе играют различные мраморы. Терригенные породы представлены серицит-хлоритовыми, углисто-карбонатными, кварц-карбонатными и другими сланцами. В мраморах найдены остатки водорослей <i>Newlandia shorica</i> Krasnop | около 2000 м    |
| 5. Тактыканская свита кварцевых и аркозовых песчаников и песчаных сланцев, местами сильно метаморфизованных   | 1000—1200 м     |
| 6. Сурумакитская свита, состоящая из разнообразных кристаллических парасланцев. Под влиянием контактового метаморфизма со стороны гранитных интрузий сланцы местами превращены в гнейсы. Среди сланцев встречаются линзовидные тела амфиболитов. Видимая мощность   | 1500 м          |

Описанная серия, состоящая из шести свит общей мощностью до 8 км, считается аналогом трехчленного байкальского комплекса, причем более глубокий метаморфизм пород серии, по сравнению с породами последнего, объясняется особым положением ее внутри верхнепротерозойской геосинклинали (Павловский, Хренов и Беличенко, 1954).

В пределах Селенгинской Даурии протерозой нигде с уверенностью не отделен ни от архея, ни от палеозоя. Метаморфические толщи здесь образуют сравнительно узкие и прерывистые полосы среди гранитов различного возраста. В их состав входят кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, кристаллические известняки, амфиболиты, иногда сравнительно невысокотемпературные метаморфические сланцы и песчаники. Ограниченность и разрозненность площадей развития метаморфических пород до сих пор не позволили установить их сводный разрез, да подобные попытки еще почти никем и не предпринимались. Основываясь на степени метаморфизма и составе метаморфических толщ или просто придерживаясь взглядов своих ближайших предшественников, исследователи последних лет приписывают им протерозойско-нижнепалеозойский (точнее не определимый) возраст.

Без преувеличения можно сказать, что изучение протерозойских отложений Прибайкалья является одной из самых сложных и важных проблем геологии Восточной Сибири. Известно, что с нижнепротерозойскими отложениями Саяно-Байкальской области связаны месторождения железа и слюды-мусковита, а верхнепротерозойские толщи отдельных районов марганценосны и фосфоритоносны. Они же служат, по-видимому, главным источником рассыпного золота. Вместе с тем именно в протерозое был достигнут наивысший уровень геосинклинального развития Прибайкалья, заложена основа его последующего структурного развития, намечен путь неуклонного изживания в нем геосинклинального режима и тем самым предопределены суженные рамки байкальских каледонид.

Нижний палеозой. Выделение в Саяно-Байкальской горной стране складчатых нижнепалеозойских отложений явилось фактической

базой для гипотезы восточно-сибирских каледонид, противопоставленной гипотезе «древнего теменн Азии» и предложенной в разных вариантах Делоне, Тетяевым (1938), Павловским (1948а), С. В. Обручевым (1942, 1949) и др. Вопрос о значении и времени проявления каледонид в Восточной Сибири не может считаться решенным окончательно.

Кембрийские (нижне- и отчасти среднекембрийские) отложения, охарактеризованные фаунистически, впервые были обнаружены четверть века тому назад в бассейне р. Джиды, затем в Восточном Саяне и в бассейне р. Витима. В этих районах кембрий повсюду представлен мощными толщами, которые, однако, не везде достаточно четко отделяются от осадочных, в той или иной степени метаморфизованных толщ, относимых большинством исследователей к верхнему протерозою. По размерам занимаемой площади кембрий резко уступает докембрию, что, по мнению С. В. Обручева, связано с глубоким размывом каледонской геосинклинали, обнажившим ее фундамент (Лурье и Обручев, 1952).

Для бассейна р. Джиды С. В. Обручев приводит следующий разрез нижнего кембрия:

1. Нижняя толща различных метаморфических сланцев, филлитов, с прослоями песчаников, аргиллитов и редких песчанистых известняков . . . . .	около 5000 м
2. Верхняя толща — чередование различных известняков, метаморфических и кристаллических сланцев, метаморфических песчаников и конгломератов. В верхах толщи развиты преимущественно карбонатные сланцы. Общая мощность . . . . .	3000—5000 м
Возраст толщи как нижнекембрийский определяется по находкам археоциат.	
3. Вулканогенная свита очень сложного состава и огромной (по-видимому, преувеличенной) мощности . . . . .	7000—8000 м
В разрезе свиты большую роль играют зеленые ортосланцы, различные эффузивы (от основных до кислых), их туфы, туффиты, конгломераты, песчаники, сланцы, известняки; последние в виде невыдержанных прослоев и линз.	

П. И. Налетов коротко характеризует обе названные свиты как единую эффузивно-осадочную, в которой вулканические породы сильно рассланцованы и охвачены зеленокаменным изменением; они тесно перемежаются с осадочными породами — филлитами, песчаниками, известковистыми сланцами, известняками. Возраст свиты — верхи нижнего кембрия или низы среднего — определен по находкам водорослей и археоциат.

К среднему кембрию в бассейне р. Джиды была отнесена также очень мощная (6000—8000 м), сложно дислоцированная свита аркозовых песчаников, глинистых сланцев, кварцитов с линзами известняков и единичными прослоями конгломератов. Среднекембрийский возраст свиты определялся по косвенным данным и внушает сомнения, особенно в свете новейших стратиграфо-палеонтологических работ по Сибирской платформе. Исследования Королюк, Цахновского, Карасева, Писарчик и других показали, что карбонатная толща южной части платформы, доселе считавшаяся среднекембрийской, на самом деле относится к нижнему кембрию.

В Восточном Саяне к нижнему кембрию относится свита различных сланцев, филлитов, метаморфизованных песчаников, известняков, конгломератов, описанная по левым притокам р. Оки, и вулканогенно-осадочная оспинская свита верховьев р. Китоя.

В верхней части бассейна р. Оки Ф. К. Волколаковым, Н. С. Ильиной и другими исследователями кембрийские отложения расчленены на две свиты, представляющие все три отдела системы. Нижняя, боксонская свита, по мнению этих авторов, охватывает самые верхи верхнего протерозоя, нижний кембрий и часть среднего кембрия, имеет существенно карбонатный состав (известняки, доломиты, мергели) и местами бокситоносна. Пласт боксита приурочен к перерыву в отложении карбонатных пород, соответствующему вероятной границе между протерозоем и кембрием. В известняках найдены остатки водорослей и археоциат. Суммарная мощность свиты колеблется от 1800 до 4000 м. Выше боксонской свиты располагается мангатгольская свита однообразных сланцев, содержащих прослойки песчаников и известняков; свита имеет мощность не менее 1600 м и предположительно относится к верхнему кембрию.

Достоверность этой схемы (особенно граница между протерозоем и кембрием, проходящая внутри боксонской свиты, а также положение и возраст мангатгольской свиты) оспаривается Д. В. Титовым.

В северо-восточном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье нижнекембрийские отложения выделены в верхней и средней частях бассейна р. Витима, по рр. Ципе, Кыдымит, Олдонде, Алянге, Витиму, а в бассейне Байкала — по рр. Турке, Верхней Ангаре и на Ангаро-Баргузинском междуречье.

Для кембрия юго-западной части Витимского плоскогорья и западных отрогов Аргодинского хребта К. А. Шахварстовой составлен следующий сводный разрез (снизу):

1. Свита хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев, филлитов, аркозовых песчаников; в основании ее залегают конгломераты.
2. Свита белых мелкозернистых и окремненных известняков.
3. Свита зеленых песчаных сланцев и кварцевых песчаников с пачками известняков.

Суммарная мощность свит . . . . . достигает 4000 м

В известняках по р. Олдонде разными исследователями найдены археоциаты, позволившие отнести толщу известняков к нижнему кембрию и визам среднего (Шахварстова, 1948).

На восточном склоне Икатского хребта в бассейне р. Витимкана в результате работ, произведенных в последние годы, выделена нижнекембрийская бурундинская свита, состоящая в нижней части из конгломератов и аркозовых песчаников, и вышележащих песчаников, переслаивающихся с известковыми сланцами и известняками и покрываемых сланцами. Общая мощность свиты около 1300 м. По аналогии со свитами соседних районов и несогласному залеганию на верхнем протерозое свита отнесена к нижнему кембрию (Павловский, Хренов и Беличенко, 1954).

В Средне-Витимской горной стране кембрийские отложения изучены в последние годы Л. И. Салопом, показавшим, что, кроме ранее известных фаунистически охарактеризованных толщ, к кембрию здесь должны быть также причислены некоторые метаморфические толщи, относившиеся прежде исследователями к протерозою.

Разрез кембрийских отложений, по Л. И. Салопу, следующий (снизу):

- Нижний кембрий**
1. Гукитская толща песчаников с подчиненными им конгломератами, гравелитами, сланцами, алевролитами. Подразделяется на свиты — нижнюю мощную и верхнюю непостоянной и небольшой мощности. Мощность . . . . .

2. Падринская эффузивно-туфтовая свита, распространенная на локальных площадях, состоит преимущественно из кварцевых порфиров. Полная мощность не установлена, видимая — . . . . .	1500—2000 м
3. Мамаканская толща, представленная двумя типами отложений. Первый тип — мощная толща преимущественно терригенных пород (конгломератов, песчаников, карбонатных пород), подразделяемая на три свиты. Второй — толща обломочных пород резко сокращенной мощности (конгломераты, песчаники, мергели, доломиты). Толщи обоих типов имеют примерно одинаковый состав пород и одинаковую их последовательность, но мощности разные:	1300—2200 м
в первом случае . . . . .	40 м
во втором . . . . .	
Нижний и средний кембрий	
4. Янгудская толща различных известняков и доломитов с остатками водорослей, археоциат, брахиопод и трилобитов.	
Мощность:	
в бассейне р. Янгуды . . . . .	2000 м
в бассейне р. Киявы . . . . .	около 1500 м

Метаморфизм пород, слагающих перечисленные толщи, неравномерный и в общем неглубокий; в структурно-фациальном отношении эти толщи относятся (или близки) к геосинклинальным (Салоп, 1954).

Фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения были недавно открыты П. Ч. Шобогоровым на Ангаро-Баргузинском междуречье (бассейн р. Бирамь). В опубликованном виде разрез этих отложений очень сложен, а их мощность весьма велика. Однако последующими работами Колесникова, Беличенко и других было доказано, что кембрийские отложения р. Бирамь в структурно-фациальном отношении весьма близки к одновозрастным «субгеосинклинальным» отложениям Восточного Саяна (боксонская свита), а также верхнего и среднего Витима. В пикзах разреза бирамьинского кембрия залегают конгломераты с прослоями песчаников, а над ними располагаются известняки, содержащие обильную нижнекембрийскую фауну археоциат, трилобитов и брахиопод. Суммарная мощность отложений оценивается всего в 1500—1700 м.

Наконец, во внутреннем поле Иркутского амфитеатра фундаментом мезо-кайнозойских отложений служит нижнепалеозойский чехол Сибирской платформы, представленный терригенными и карбонатными соленосными отложениями нижнего кембрия. По последним данным, лишь самые верхи карбонатной толщи (усольского яруса) могут быть причислены к низам среднего кембрия. Внутри последнего отмечен перерыв. Красноцветный верхний кембрий (верхоленская свита) лежит на нижне- и среднекембрийских осадках со скрытым несогласием и вверх по стратиграфической вертикали переходит в терригенно-карбонатную толщу ордовика (усть-кутский ярус).

Заканчивая краткое описание древних толщ, следует коснуться давно обсуждаемого геологами вопроса о границе между докембрием и кембрием в Прибайкалье. Отправным пунктом споров по этому вопросу было (и остается) Западное Прибайкалье, где распространен трехчленный байкальский комплекс, впервые выделенный и описанный М. М. Тетяевым в 1915 г.

Разрез отложений байкальского комплекса приобрел значение эталона при последующих исследованиях и в других районах Прибайкалья. Ю. М. Шейнманн и затем Е. А. Пресняков сравнивают байкальский комплекс с синийской формацией Китая, другие геологи сопоставляют его с рифейскими отложениями Урала. М. М. Тетяев в своей длительной полемике с В. А. Обручевым неизменно отстаивал мнение о кембрийском

возрасте байкальского комплекса (Тетяев, 1916в, 1937 и др.). К этому мнению примкнул в последние годы С. В. Обручев, сопоставивший разрезы байкальского комплекса и кембрия Восточного Саяна (Лурье и Обручев, 1950; С. В. Обручев, 1953), и К. П. Калинина, считающая байкальский комплекс аналогом джидинского кембрия (устное сообщение).

В самые последние годы отложения байкальского комплекса детально изучались в связи с поисками на окраинах Сибирской платформы нефтеносных фаций и фосфоритов. При этом в отложениях изучаемого комплекса были обнаружены примитивные слоры, по определению Д. В. Тимофеева, близкие к спорам верхнепротерозойских отложений Восточной Европы. С другой стороны, между отложениями Качергатской и низами ушаковской свит нижнего кембрия в Западном Прибайкалье В. Д. Мацем и его сотрудниками обнаружено слабое угловое несогласие, местами же полное согласие в залегании и даже постепенные литологические переходы.

Все эти данные заставляют признать, что граница между нижним кембрием и докембрием (синием или рифеем) в Прибайкалье все еще точно не установлена и во всяком случае выражена недостаточно четко. Это обстоятельство допускает, с одной стороны, разные толкования в определении возраста тех или иных свит (верхний протерозой, синий, нижнепротерозойских или рифейских и нижнекембрийских отложений, сходных по своей литологии, условиям залегания и метаморфизму, в единый, хотя и весьма сложный, байкальский структурно-фациальный комплекс.

Средний палеозой. Как отмечалось выше, отложения силура, девона и нижнего карбона на территории Прибайкалья неизвестны. Вместе с тем нет оснований отрицать не только возможность былого распространения (с последующим размывом и уничтожением), но и их присутствие на этой площади в невыявленном виде. Об этом свидетельствуют следующие косвенные данные.

Во-первых, граница мощного накопления среднепалеозойских терригенных толщ при современном денудационном срезе подходит с востока, по левобережью среднего течения р. Чикоя, почти вплотную к юго-восточной границе Бурятии. Во-вторых, как следует из предыдущего, площадь бассейнов современных рек Хилка и Уды, низовьев Селенги и Чикоя в свое время располагалась непосредственно в краевой зоне среднепалеозойской геосинклинали. Здесь могли и должны были отлагаться континентальные толщ соответствующего возраста. В-третьих, на рассматриваемой территории имеются толщ неопределенного, возможно, среднепалеозойского возраста (например, татауровские конгломераты, которые следует рассматривать как краевые отложения древних межгорных впадин, «перетасованные» в зонах позднейших разломов). В-четвертых, нельзя, по нашему мнению, окончательно сбрасывать со счетов найденные А. В. Львовым в 1915 г. в бассейне р. Джиды остатки морской фауны, определенных М. Э. Янишевским как девонские *Spirifer* (достоверность этого находок отрицается П. И. Налетовым на том основании, что повторить их никому не удалось).

Все эти данные если и не решают положительно вопроса о наличии в пределах южных районов Прибайкалья среднепалеозойских отложений, то во всяком случае позволяют считать, что наличие их здесь весьма вероятно.

Верхний палеозой. В бассейнах нижних течений рр. Хилка и Чикоя распространены на небольших площадях свиты, несомненно, более

молодого возраста, нежели нижнепалеозойские. В состав их входят довольно мощные конгломераты, песчаники, различные эффузивы (диабазы, порфириды, фельзиты и их туфы). До 1954 г. никаких органических остатков в этих породах не было найдено и о возрасте толщ судили по их несогласному залеганию на метаморфических породах условного нижнего палеозоя и по относительно слабому метаморфизму. По аналогии с нижнепермскими прибрежноморскими отложениями, развитыми вблизи юго-восточной границы Бурятии, по р. Чикоя, им приписывался верхнепалеозойский возраст (Налетов, 1944; Б. А. Иванов, 1944; Нагибина, 1951). В 1954 г. в алевроитовых песчаниках, залегающих на правобережье р. Чикоя среди условно верхнепалеозойских эффузивов, были найдены остатки флоры мезозойского (триасового) облика.

Таким образом, можно считать, что если верхнепалеозойские толщи и имеются в юго-восточных районах Селенгинской Даурии, то они развиты на весьма малых площадях и могут быть отделены от сходных эффузивно-осадочных мезозойских толщ только при весьма детальных исследованиях. Так как заведомо нижнепермские отложения, включающие слои, переходные к карбону и содержащие остатки наземных растений и морских животных, развиты только в среднем течении р. Чикоя, то в более северных районах Селенгинской Даурии в дальнейшем могут быть найдены, по-видимому, лишь их континентальные аналоги. И действительно, следы континентальных условий, существовавших в этих районах в конце палеозоя, выявлены в последние годы С. Г. Мирчинк при изучении спорово-пыльцевых комплексов из мезозойских и кайнозойских отложений (Флоренсов, 1954в и др.).

## 2. Вулканизм

Выше указывалось на чрезвычайно широкое развитие в Прибайкалье магматических пород, обстоятельство, уже давно отмеченное В. А. Обручевым (В. А. Обручев, 1929). Первое место среди них бесспорно принадлежит глубинным интрузивным породам кислого состава; эффузивные, собственно вулканические толщи занимают подчиненное положение, хотя в отдельных районах ими заняты крупные площади. Важное стратиграфическое значение эффузивных пород заставило нас включить их краткое описание в предыдущий и последующие разделы. Поэтому здесь мы остановимся главным образом на глубинных магматических породах.

Расчленение интрузий в пределах Прибайкалья, как и во всей складчатой полосе Восточной Сибири, связано с большими трудностями. Особенно сложен вопрос о хронологии интрузий, имеющий, как известно, очень большое и теоретическое, и практическое значение. Поэтому первоочередной задачей будущего являются определения абсолютного возраста различных гранитов.

В основу приводимой ниже схемы домезозойского вулканизма положены воззрения большинства современных исследователей Восточного Саяна, Селенгинской Даурии и Байкальской горной области.

Архейские интрузии распространены в Восточной Сибири не столь широко, как это предполагалось ранее. Тем не менее в сериях архея, Восточного Саяна и Прибайкалья почти всюду встречены ортопороды, являющиеся продуктом глубочайшего метаморфизма древних основных пород, а также мелкие, но многочисленные согласные («пластовые») тела гранитов типа аляскитов и трондземитов, которые Н. В. Фролова считает продуктом ультраметаморфизма парапород архея. Кроме того, архейские

толщи Прибайкалья содержат обильные секущие тела гранитоидов (аляскитов, тронджемитов, пегматитов), магматическое происхождение которых несомненно и обусловлено, по-видимому, местным расплавлением ультраметаморфических гранитов (Фролова, 1953).

К востоку и северо-востоку от Байкала архейские интрузивные породы занимают значительные, но точно пока не оконтуренные площади; местами они еще должным образом не отделены от крупных массивов более молодых гранитов. Большая часть архейских гранитоидов этой области также относится к кислым лейкократовым и богатым щелочами разновидностям гранитов (Арсеньев и Нечаева, 1953).

Протерозойские интрузии разнообразнее по составу и несколько лучше поддаются расчленению. В западных районах Прибайкалья отчетливо выделяются два интрузивных цикла: нижне- и верхнепротерозойский.

Нижнепротерозойский цикл в Восточном Саяне и Хамар-Дабане проявился в образовании эффузивов, превращенных затем в метаморфические зеленые сланцы. Определенных указаний на проявления глубокого вулканизма в нижнем протерозое здесь нет, что, возможно, объясняется все еще слабой геологической изученностью нагорья.

Верхнепротерозойский вулканический цикл распадался в Восточном Саяне на две фазы: 1) фазу основных и ультраосновных пород (габбро, габбро-диоритов, перидотитов, дунитов, гарцбургитов) и 2) фазу (главную) биотитовых гранитов и гранодиоритов, с которыми связаны обильные, часто слюдоносные пегматитовые жилы. Граниты второй фазы образуют большое количество местами весьма крупных массивов в Восточном Саяне и Хамар-Дабане и в геологической литературе часто называются «саянскими». Возраст этих гранитов, как и предшествующих им по времени образования основных и ультраосновных пород, определяется тем, что они не только прорывают все древние толщи, но и сами содержатся в гальке кембрийских конгломератов (С. В. Обручев, 1950). Протерозойские слюдоносные граниты в Восточном Саяне и Хамар-Дабане вызывают сильный контактовый метаморфизм вмещающих пород, образуют инъекционные гнейсы и мигматиты.

В Байкальской горной стране протерозойский тектоно-магматический цикл также распадался на несколько фаз. Так, по А. А. Арсеньеву, к первой фазе здесь относятся излияния кислых, средних и основных лав, пирокластические образования и зеленые сланцы; ко второй — небольшие тела диоритов и габбро-диоритов и последующие крупные интрузии гранитоидов. К наиболее молодым интрузивным образованиям протерозоя принадлежат значительно дифференцированные гранитоиды в Баргузинно-Ципикайском и Витимском районах (Арсеньев и Нечаева, 1953).

По новейшим данным, в Средне-Витимской горной стране выделяется нижнепротерозойская группа магматических пород, представленная эффузивами спилито-кратофировой формации, более поздними интрузиями основных и ультраосновных пород и многофазными интрузиями плагиогранитов, гранодиоритов и монзонитов. Верхнепротерозойская группа представлена небольшими телами габбро и крупными массивами гранитов (Салоц, 1954).

В общем, в серии протерозойских магматических пород Восточного Прибайкалья преобладают граниты и гранодиориты, тогда как породы основной магмы имеют подчиненное значение. Следует отметить, что протерозойские (и в особенности верхнепротерозойские) кислые и субщелочные магматические породы уверенно еще не выделены из общей

массы гранитов, слагающих обширные пространства в бассейнах рр. Витима, Баргузина и Верхней Ангары. По-видимому, они нередко переплетаются и с более юными, раннекаледонскими гранитами, которые здесь также, несомненно, имеются. Такое предположение полностью сохраняет свою силу и в вопросе расчленения гранитов Селенгинской Даурии, где с метаморфическими толщами пространственно связаны гранитные интрузии неопределенного возраста. Поскольку (на это указывалось выше) возраст метаморфических толщ в Западном Забайкалье часто определяется очень условно как протерозой—нижний палеозой, древние граниты бассейна р. Селенги могут оказаться и протерозойскими, и (в меньшей своей массе) каледонскими.

Палеозойские интрузии завершают известные нам процессы глубинного вулканизма на большей части площади Прибайкалья. Только в самых южных и юго-восточных районах, к югу от Хамар-Дабана и долины р. Витима, известны весьма скромные проявления глубинного мезозойского вулканизма.

Палеозойские интрузии местами довольно четко подразделяются на нижнепалеозойские (раннекаледонские) и на интрузии верхнепалеозойского (раннегерцинского) цикла.

Нижнекембрийский вулканический цикл, мощно проявившийся к западу от описываемой территории, в Алтае-Саянской области, в Прибайкалье выразился в образовании основных и кислых эффузивов, входящих в состав выделенных здесь нижнекембрийских толщ. Особенно мощно древнейший палеозойский вулканизм проявился в Западном Прибайкалье (бассейны рр. Оки и Джиды). К востоку от Байкала в разрезах нижнего кембрия эффузивные породы присутствуют не всегда.

По данным последних исследований, каледонские магматические породы широко распространены в Восточном Саяне и Хамар-Дабане. Некоторые авторы, исходя из предположения об относительной полноте разреза осадочного и осадочно-вулканогенного нижнего палеозоя Восточного Саяна, считают возможным выделять несколько фаз вулканизма, соответствующих тектоническим фазам «классических» западноевропейских каледонид (Лурье, 1952). К первой, нижнесилурийской, фазе относятся интрузии гипербазитов Китоёско-Оспинского и соседних с ним районов; ко второй, относящейся к интервалу между нижним и верхним силуром, — кислые интрузии, широко развитые в Тункинских гольцах, Хамар-Дабане и в бассейне р. Джиды. Сюда М. Л. Лурье и С. В. Обручев относят и так называемые джидинские кислые и субщелочные интрузии, которые П. И. Налетов (1944) считает герцинскими. Эта фаза является главной в каледонском вулканизме. С ней связаны, кроме гранитов, и другие интрузивные и жильные породы (гранодиориты, диориты, аплиты, пегматиты). К третьей, верхнесилурийской, фазе относятся основные эффузивы и их туфы, развитые в средних и северных частях Восточного Саяна, и, наконец, к четвертой, преддевонской, — граносиениты и сиениты.

Что касается восточных районов Прибайкалья, то роль каледонских магматических пород различными исследователями здесь оценивается по-разному. А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева в обзорной статье о магматических породах Байкальского нагорья отводит каледонской магме весьма скромную роль, связывая с ней лишь небольшие тела гранитов и граносиенитов. По новым данным, относящимся к Средне-Витимской горной стране, каледонским магматизмом созданы (в порядке предполагаемой возрастной последовательности) кварцевые порфиры и порфириты пад-

ринской толщи, а также связанные с ними гранит-порфириты и граниты; малые интрузии оливинового габбро; малые интрузии альбитизированных гранит-порфиров; мамаканские амфиболовые граниты; эссекситы и диабазы (Салоп, 1954).

В южных и юго-восточных районах Бурятии каледонские магматические породы распространены, по-видимому, весьма широко. Такой точки зрения придерживаются многие геологи, ее разделяет и автор этих строк. Лишь очень немногие исследователи предпочитают относить громадные поля гранитов южной части Селенгинской Даурии к варисскому циклу (Налетов, 1944). Состав условно каледонских магматических пород этой области весьма разнообразен. Среди них имеются нормальные кислые граниты, гранодиориты, диориты, габбро и ультраосновные породы, но преобладающим является граносиенитовый тип. Жильные породы представлены главным образом пегматитами (хребты Заганский, Улан-Бургасы, Хамар-Дабан и др.).

Верхнепалеозойские (раннегерцинские) интрузии в северных и северо-западных районах Прибайкалья нигде твердо не установлены. Некоторые авторы считают возможным относить к этому возрасту жильные диабазы Восточного Саяна и крупные гранитные интрузии Селенгинской Даурии, но убедительных доказательств не приводят. Так, П. И. Налетов относит к верхнему палеозою красные аляскитовые граниты («джидинские»), широко распространенные в бассейнах рр. Джиды и Селенги, только на том основании, что граниты сходного вида имеют в Монголии герцинский возраст. Гораздо более правдоподобно относить мощную интрузию джидинских гранитоидов к нижнему палеозою (Лурье, 1952; Флоренсов, 1954в).

В составе предположительно герцинских гранитных интрузий в южных и юго-восточных районах Селенгинской Даурии преобладают различные граниты, гранодиориты, граносиениты и диориты; основные породы играют второстепенную роль. Отделение этих интрузий от сходных по составу каледонских интрузий Центрального Забайкалья представляет очень трудную и важную проблему, вошедшую в последние годы в круг исследований Всесоюзного геологического института (Ю. П. Денъгин).

Действительно, герцинский возраст некоторых интрузий указанных районов кажется весьма вероятным уже потому, что в Зачикойской тайге широко развиты интенсивно дислоцированные и регионально метаморфизованные морские отложения среднего и, возможно, верхнего палеозоя. В верховьях рр. Чикоя и Ингоды они прорываются огромными массивами даурских гранитов, относимых или к верхнему палеозою (вторая вулканическая фаза герцинид, следовавшая за первой, проявившейся в образении основных и ультраосновных пород), или к самому началу мезозоя. Последнее предположение как будто подтверждается определениями абсолютного возраста даурских гранитов. Эти определения, проведенные под руководством И. Г. Старика и А. Е. Крылова, дали цифру 170—180 млн лет, что соответствует нижнему триасу. Проявления более позднего, мезозойского, вулканизма будут рассмотрены в особом разделе.

### 3. Структура домезозойского фундамента

Современные представления о структуре древнего субстрата Прибайкалья сложились сравнительно недавно, в итоге длительного развития научной мысли, восходящего к классическим трудам И. Д. Черского и Э. Зюсса. Первая концепция структуры этой площади как древнейшего

ядра Азиатского континента, с конца докембрия оставшегося сухой (гипотеза «древнего теменн Азии»), в настоящее время принимается далеко не всеми геологами, притом в значительно измененном виде. От «древнего теменн» давно отпали южная и юго-восточная части Забайкалья, а последние сроки пребывания морей на остальной части «теменн» перенесены в нижний палеозой. Вместе с тем остается в силе основная тезис о громадной древности тектонической основы Саяно-Байкальской горной страны и постоянстве ее континентального режима в течение среднего и верхнего палеозоя, всего мезозоя и кайнозоя.

Более поздние взгляды Делоне, А. А. Борисяка, затем Н. С. Шатского и некоторых других исследователей, критически оценивших старое наследие в свете новых данных, послужили основой для современной схемы тектоники Саяно-Байкальской области, развиваемой, однако, также в нескольких вариантах. Исходным положением новой схемы является представление о сложном геосинклинальном развитии современной Саяно-Байкальской области и ближнего Забайкалья в течение раннего палеозоя, а в южной и юго-восточной окраинах рассматриваемой площади, возможно, даже в среднем и отчасти в верхнем палеозое. Признается факт пребывания палеозойских морских бассейнов с геосинклинальным или близким к нему типом накопления и палеозойская складчатость на всей (или почти на всей) площади современного Прибайкалья.

Различные авторы по-разному оценивают роль нижнепалеозойского седиментационного цикла, по-разному представляют себе границы платформ и геосинклиналей соответствующего возраста, масштабы магматизма и в особенности дают различную оценку проявлениям в этой области герцинского и мезозойского тектоно-магматических циклов. Однако вряд ли кто-либо в настоящее время сомневается в том, что развитие геологической структуры и, что особенно важно, складчатых ее форм здесь затянулось, во всяком случае, на весь палеозой и мезозой.

Наибольшую остроту приобрел в последнее время вопрос об объеме и содержании понятия «восточносибирские каледониды». При этом почти у всех исследователей наблюдается тенденция к ущемлению этого понятия, по сравнению с первоначальным его значением, намечается ряд оговорок и ограничений, касающихся пространства, длительности и режима каледонской складчатости.

Около 30 лет тому назад Н. С. Шатский указал на господство в структуре Прибайкалья верхнепротерозойской (байкальской) складчатости и относительно слабую роль собственно каледонских движений (Шатский, 1932). Е. В. Павловский, оценивая сущность байкальских каледонид, отметил их своеобразное вялое, неравномерное развитие, связанное с крупными внутригеосинклинальными поднятиями (Павловский, 1948а). С. В. Обручев, анализируя западную ветвь байкальских каледонид, подчеркивал в них подчиненный характер процессов складчатости, определявшейся движениями крупных глыб докембрийского фундамента (С. В. Обручев, 1949). Такие глыбы или внутренние массивы имеют большое значение и в тектонических представлениях Л. И. Салопа (1954) о Средне-Витимской и Северо-Байкальской горной стране, и в работах многих других геологов по разным районам Прибайкалья; они нашли свое признание и у авторов тектонической карты СССР.

С. В. Обручев недавно выдвинул положение, согласно которому основную роль в структуре Прибайкалья играют великие краевые разломы, огибающие Сибирскую платформу в районе Иркутского амфитеатра.

Эти разломы были заложены еще в нижнем палеозое и сохраняли активность до последнего времени (С. В. Обручев, 1953).

Нами в статье, касающейся впадин байкальского типа, также высказана мысль о приуроченности их к структурной границе Сибирской платформы, соответствующей системе древних глубинных разломов (Флоренсов, 1954в).

В настоящей работе нет возможности подробно обсуждать и сравнивать различные схемы тектоники Прибайкалья. Можно лишь отметить, что наряду со слабой геологической изученностью многих районов Прибайкалья причиной противоречий в этих схемах является отсутствие точно установленного понятия о границах геосинклиналей и соответствующих им платформ, о правомерности выделения и о сущности «переходных зон» и т. д.

Поэтому со стороны большинства геологов, работающих в складчатой гористой зоне Прибайкалья, наблюдается тенденция сдвигать южную границу Сибирской каледонской платформы дальше к северу, до границ нагорья, а у исследователей платформы — стремление перемещать ту же границу дальше к югу, в глубь современных горных сооружений (Н. С. Зайцев, С. И. Другов, М. М. Одинцов).

Рассмотрим кратко разновозрастные структуры Прибайкалья.

Архейская структура, созданная допротерозойскими циклами складчатости, изучена еще очень слабо. Она, несомненно, сильно затуманена более поздними — протерозойскими и нижнепалеозойскими дислокациями. Только в районе Слюдянки, по данным Н. В. Фроловой, архейские толщи не затронуты последующей переработкой, не несут следов регрессивного метаморфизма, образуя как бы островок протерозойской платформы. Как явствует из материалов Е. П. Чуйкиной и Ф. В. Кузнецовой, архейские гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы слюдянской серии собраны в крутые сложные складки запад-северо-западного простирания, несут дополнительные мелкие складки разных порядков, прорваны небольшими телами аляскитовых гранитов и разбиты молодыми сбросами на отдельные блоки. К северо-западу от Слюдянки архейская толща быстро утрачивает свой первичный облик. На остальной площади Прибайкалья пока еще трудно судить о характере первичной архейской структуры. Детальное картирование гнейсовых толщ в этих районах почти не проводилось.

Система складок архея имеет в Восточном Саяне северо-западное простирание, иногда меняющееся на запад-северо-западное, почти широтное. Архейские серии слагают большой антиклинорий, достигающий южной оконечности Байкала. Северо-западным простиранием обладают и второстепенные антиклинальные структурные формы, сложенные средним и верхним археем в других частях этого нагорья. Однако в ханга-рульской серии хр. Хамар-Дабан уже намечаются тектонические элементы северо-восточного простирания. В восточной части Прибайкалья и в Забайкалье архейские серии сложены в складки северо-восточного простирания, которым грубо соответствуют контуры распространения этих свит. Здесь архейские толщи принимали участие и в более поздних дислокациях северо-восточного простирания, создавших в них наложенные структуры.

Переработка структуры архея в Байкальской области, по сравнению с Восточным Саяном, была, по-видимому, более глубокой именно в связи с одинаковым положением структурных планов архейской и последующих складчатостей. Поэтому интенсивные и сложные складки архея с кру-

тыми крыльями, наблюдаемые в настоящее время, вряд ли могут оцениваться как элементы архейской структуры. Они, как правило, сложны, часто изоклиналины, включают в себя наложенные складки высоких порядков, но встречаются складки и более простых форм со сравнительно пологими наклонами крыльев.

Спокойноволнистое залегание архея отмечено, например, в Морском хребте. Автор наблюдал подобное же залегание гнейсов и мигматитов в архее Приморского хребта, в выемках Кругобайкальской железной дороги. Весьма пологие архейские складки описаны Мирчинк, Григорьевой и Шером в районе с. Ципикан.

Протерозойская структура изучена несколько лучше архейской. Ее независимость от более поздних тектонических процессов в ряде случаев не вызывает сомнений. Тем не менее внутренняя тектоника протерозойских толщ, так же как и их взаимоотношение с кембрийскими толщами, еще во многом неясны.

Протерозойский тектогенез создал сложные складчатые комплексы, частично или полностью приспособленные к архейским структурам и, несомненно, определившие развитие складчатых форм байкальских каледонид. В Западном Прибайкалье внутри протерозойского комплекса подмечены только фазы разновременных интрузий. Выделить эти фазы с чисто тектонической точки зрения пока не удалось и поэтому можно говорить только о верхнепротерозойском тектоническом цикле в целом.

В Северо-Байкальской горной области установлено самостоятельное значение структуры нижнего и верхнего протерозоя. На западном побережье Байкала нижний протерозой сложен в крупные сложные складки северо-восточного, а местами и северо-западного простирания. Складки мамского слюдоносного комплекса также простираются на северо-восток. Аналогичным образом дислоцирован байкальский верхнепротерозойский комплекс.

В Восточном Саяне в общем согласно залегающие свиты нижнего и верхнего протерозоя собраны в сложные и глубокие складки северо-западного и запад-северо-западного простирания. По мнению С. В. Обручева, здесь они во многих случаях втиснуты между блоками архея. В южной части Восточного Саяна простирание складок протерозоя меняется до широтного и субширотного. При этом иногда наблюдается опрокидывание складок на юг и юго-запад.

В западном конце Хамар-Дабана протерозойские отложения собраны в складки северо-западного простирания, несколько восточнее они имеют широтное и затем восток-северо-восточное простирание, что соответствует изгибу горных хребтов у южной оконечности Байкала. Таким образом, к западу от меридиана г. Иркутска наблюдается подобие виргации складок докембрия, в ослабленном виде то же явление имеет место и к востоку от этого меридиана.

В Северо-Байкальском районе, в Баргузинском и Верхне-Ангарском хребтах складки протерозоя имеют, как правило, северо-восточное простирание, но в северной части Баргузинского хребта в бассейне р. Котери они резко изгибаются и на коротком участке становятся северо-западными. То же явление наблюдается в Икатском хребте, где крупная синклиналиная складка протерозоя (верхнего, по схеме Е. В. Павловского, П. М. Хренова и В. Г. Беличенко) ориентирована на северо-запад; южнее и восточнее шарнир складки резко искривляется и меняет свое простирание на северо-восточное. В бассейне верхнего течения р. Большого Амамата, левого притока р. Витима, сильно метаморфизованные толщи

протерозоя (возможно, нижнего) смяты в складки северо-западного, почти меридионального простирания.

На формирование сложных складчатых структур протерозоя в Средне-Витимском и Северо-Байкальском районах громадное влияние оказали глубинные разломы преимущественно северо-западного простирания и связанные с ними жесткие глыбы архея. Те и другие возникли уже в нижнем протерозое (Салоп, 1954).

В юго-восточных районах Прибайкалья условно протерозойские (или нижнепалеозойские) метаморфические свиты повсюду дизлоцированы в северо-восточном направлении. Целостная структура в них не выявлена. Наклоны слоев очень круты и часто однообразны.

Древняя каледонская структура характеризуется изменчивым восток-северо-восточным, широтным, и северо-западным простиранием в Восточном Саяне, запад-северо-западным — в верховьях р. Дзиды, северо-восточным — в Восточном Прибайкалье и Забайкалье, северо-западным — в Средне-Витимском районе. Особой сложностью форм и изменчивостью простираний она обладает в западных районах Прибайкалья. По С. В. Обручеву, это явление связано с зажатостью корней складок между блоками архея и протерозоя. Контакты кембрийских толщ с более древними здесь почти повсюду тектонические. С. В. Обручев считает, что каледонский седиментационный цикл в Восточном Саяне был достаточно полным, а тектоно-магматические процессы начались только в нижнем силуре. Строение западной ветви Саяно-Байкальских каледонид, по мнению этого исследователя, обусловлено сжиманием геосинклинали между Восточно-Тувинской срединной массой и южным клином Сибирской платформы. Современный денудационный срез обнажает фундамент геосинклинали — глыбы докембрия с зажатými между ними узкими зонами корней каледонских складок. Последние надвигались на северо-восток, в сторону платформы (С. В. Обручев, 1949).

В результате исследований, проводившихся в последнем десятилетии Н. С. Ильиной, Ф. К. Волколаковым, Е. П. Бессолициным и другими в связи с поисками и разведками бокситов, была подробно изучена тектоника кембрийских толщ в верховьях р. Оки. Выяснилось, что окинский бокситоносный кембрий образует систему довольно простых структурных форм (брахиантиклиналей, моноклиналей и мульд), составляющих в своей совокупности обширный «Сархой-Боксонский синклиорий» широтного простирания. Частные структурные формы кембрия ориентированы различным образом, они осложнены сбросами и надвигами. В целом все эти структуры имеют «переходный», полуплатформенный характер и по своей морфологии весьма близки к складкам витимского кембрия.

Мощные кембрийские отложения в бассейне р. Дзиды собраны в складки северо-западного простирания, опрокидываются на юго-запад и в целом образуют довольно крупный, сложный, плохо еще изученный синклиорий. Здесь также отмечены мощные каледонские разломы.

Сравнительно детально, судя по опубликованной работе Л. И. Салопа (1954), тектоника кембрия изучена в Северо-Муйском хребте (Средне-Витимский район). Толщи нижнего кембрия здесь залегают в узких, по глубоким грабеноподобных тектонических погружениях докембрийского фундамента. Эти погружения, явившиеся в значительной степени самостоятельными структурно-фациальными зонами, формировались по линиям древних (нижнепротерозойских) глубинных разломов. Большое влияние на конфигурацию и развитие каледонских структурных форм оказала жесткая Северо-Муйская глыба архея. Внутреннее строение

кембрийских толщ очень сложно вблизи крупных надвигов: складки очень интенсивно сжаты, местами изоклинальны, разорваны и смещены на значительное расстояние по разрывам. В удалении от крупных надвигов кембрийские толщи собраны в сравнительно пологие и крупные симметричные складки, иногда приближающиеся к брахисинклиналям и брахиантиклиналям.

Важное значение в каледонской структуре имеют сбросы. В целом эта структура подчинена древнему (протерозойскому) плану дислокаций северо-западного простирания (Салоп, 1954).

К тому же типу относится структура кембрия в области Ангаро-Баргузинского междуречья. Бирамынская свита нижнего кембрия здесь залегает в узкой грабенообразной впадине северо-восточного простирания, смята в относительно простые складки, но рассечена многочисленными разломами (Шобогоров, Величенко, Колесников и др.).

Разрывы каледонского возраста, бесспорно, имеются и в пределах Селенгинской Даурии. Возможно, что к ним относятся многочисленные чешуйчатые надвиги в пизовых р. Селенги и многие другие разломы, отмеченные в Хамар-Дабане, Морском, Заганском, Малхапском и других хребтах. Все они имеют почти неизменное северо-восточное простирание и значительное протяжение.

Выше мы отмечали, что граница между протерозоем и палеозоем во многих районах Прибайкалья очень плохо выражена и что поэтому разграничение верхнепротерозойской и собственно каледонской структур весьма затруднительно. Вопрос осложняется еще тем, что находки фауны в нижнепалеозойских толщах указывают только на нижне- и отчасти среднекембрийский их возраст. При новых исследованиях в Западном Прибайкалье Мацем и Бабковой подтверждено наличие перерыва между ушаковской свитой нижнего кембрия Иркутского амфитеатра и байкальским докембрийским комплексом.

Угловое несогласие между ними при этом весьма незначительное, метаморфизм обоих толщ одинаков и в общем весьма слаб. Трудно поверить, что здесь мы действительно имеем один из важнейших в истории Земли геологических рубежей, разделяющих докембрийскую и палеозойскую группы отложений, но это сомнение отпадет, если за вещественное выражение перерыва между ними принять байкальский структурно-фациальный комплекс в приведенном выше расширенном понимании (см. описание нормального разреза).

С той же точки зрения интересно указание С. Г. Мирчинк, А. И. Григорьевой и Д. С. Шера о том, что в центральной части Баргузинской тайги несогласие между известково-сланцевой свитой протерозоя и песчанико-конгломератовой свитой кембрия местами имеется, местами отсутствует, хотя дислокации протерозоя все же несколько более интенсивны. Морфология и протерозойских, и кембрийских складок здесь весьма проста.

Все эти данные, а также некоторые общие соображения, высказанные в одной из наших последних статей (Флоренсов, 1954б), позволяют еще раз подчеркнуть зависимый, производный характер байкальских каледонид от верхнепротерозойских (рифейских) структур, признать очень большую длительность нижнекембрийского седиментационного цикла, явившегося не столько началом новой палеозойской эры, сколько продолжением и концом эры протерозойской. Этот вывод в главных своих чертах соответствует и представлениям Е. В. Павловского об урезанности, неполноценности байкальских каледонид, и представлениям С. В. Обру-

чева о зависимости тектонического плана последних от особенностей протерозойской структуры Прибайкалья.

Анализируя общие черты структуры, сложившейся в Прибайкалье в раннем палеозое, нужно отметить неоднородность восточной и западной ветвей складчатой зоны, веерообразное расположение складок и разломов к востоку и западу от южного выступа Сибирской платформы и наличие среди них внутренних массивов с мало измененной первичной (архейской и протерозойской) тектоникой. Все эти черты определили пути последующего геологического и геоморфологического развития Прибайкалья и ближнего Забайкалья.

Герцинская структура в пределах основной, высокогорной части Прибайкалья пока не выявлена. Возможно, что к ней может быть отнесена какая-то часть разломов в Восточном Саяне и в северной части Прибайкалья. Поскольку складчатыми дислокациями захвачены морские нижнепермские отложения к востоку от описываемой площади, в бассейне р. Чикоя, некоторые авторы на своих структурных схемах проводят северную границу накопления герцинской геосинклинали по современной долине р. Чикоя, что, с нашей точки зрения, неправильно. Несомненно, эта граница находилась несколько севернее двух известных в настоящее время выходов нижнепермских прибрежноморских отложений (р. Мергень и окрестности с. Гутай на р. Чикое).<sup>1</sup> Выше уже отмечалось, что по ряду косвенных признаков часть дислоцированных эффузивно-осадочных толщ бассейна р. Селенги может иметь среднепалеозойский возраст (силур—карбон).

Все эти и некоторые другие данные, как нам кажется, не позволяют наметить ни точную северную границу ранних герцинид, ни исключить из их пределов площадь Прибайкалья, как это сделано на тектонической карте СССР и на схеме Б. А. Иванова (1949а), вообще отрицающей самостоятельную роль герцинид в Забайкалье. Необходимо лишь признать, что действительно мощное геосинклинальное осадконакопление в среднем и верхнем палеозое на описываемой площади не имело места, что здесь располагалась периферическая часть соответствующей зоны складчатости, что, вероятно, в этой области накапливались преимущественно континентальные осадочные и вулканические толщи и наряду с разломами здесь в какой-то мере проявилась и складчатость, создавшая структурные формы почти широтного простирания. Последнее допущение вытекает из самого положения юго-восточных районов описываемой области на северной периферии зоны среднепалеозойской складчатости.

Для решения вопроса об истинной роли герцинид в Забайкалье необходимы ревизия имеющихся данных о возрасте некоторых толщ в системе рр. Селенги, Джиды и Чикоя и детальное изучение всей южной окраины Западного Забайкалья и сопредельных районов Северной Монголии.

Мезозойскую и кайнозойскую структуры мы рассмотрим в следующих главах в связи с историей развития межгорных впадин.

<sup>1</sup> Нижнепермские отложения принадлежат в Забайкалье не к герцинскому, а к началу нового — верхоянского — этапа структурного развития страны. Ингрессия пермского моря в Забайкалье, сравнительно со среднепалеозойской, была менее обширной.

## РАСПОЛОЖЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ВПАДИН

Горные впадины Прибайкалья и Забайкалья в полной мере обладают теми типичными морфологическими чертами, которые позволяют сравнивать подобного рода образования на обширных и часто весьма удаленных территориях. Особенно велико внешнее сходство впадин, относящихся к одной возрастной группе и расположенных внутри тектонически однородной области. В случае принадлежности к разным возрастным группам и разным тектоническим областям они отличаются друг от друга рядом существенных особенностей, сохраняя, однако, при этом черты значительного сходства.

С морфологической точки зрения в Восточной Сибири выделяются следующие группы впадин:

1. Пологие платформенные прогибы (Тунгусский, Вилюйский), лишенные черт горных впадин. Линейность в них не выражена или еле намечается.

2. Краевые или предгорные прогибы типа бассейнов Иркутского и Канского, в которых горное обрамление имеется только с одной стороны (предгорья Восточного Саяна и Приморского хребта). Линейность выражена значительно лучше, чем в предыдущем случае.

3. Плосковогнутые широкие депрессии с недостаточно четко выраженной линейностью, со слабой и непостоянной асимметрией склонов и внутренними замкнутыми углублениями различной величины. С историко-геоморфологической точки зрения их можно называть остаточными впадинами. Название горных или межгорных впадин к ним неприменимо потому, что их краевые части, как правило, представлены холмистыми и холмисто-увалистыми возвышенностями, местами переходящими в изолированные горные массивы типа «островных гор» (нижнемеловые депрессии Восточного Забайкалья, близкие к бессточным монгольским «гоби»).

4. Межгорные впадины — линейно вытянутые прогибы, обычно с плавным переходом плоских дниц в предгорья и с хорошо развитым горным обрамлением. Таковы депрессии Западного Забайкалья. Типичными их представителями являются впадины Гусиноозерская, Удинская, Тугнуйская и Боргойская. И. Д. Черский называл их «бассейновидными долинами». Асимметрия склонов в большинстве впадин выражена слабо, северные и северо-западные склоны обычно более крутые.

5. Внутригорные впадины — «рвы» с хорошо (хотя и не у всех впадин) выраженной линейностью, очень глубокие, резко асимметричные: северный и северо-западный борт обычно гораздо короче и круче южного и юго-восточного. Горное обрамление выражено предельно резко. Зона предгорий сильно сужена или отсутствует (впадины байкальского типа).

В данной работе нас интересуют образования, выделенные во вторую, четвертую и пятую группы; мы не будем рассматривать типичные платформенные прогибы, а впадины типа «гоби» будут привлечены только для сравнения.

Межгорные впадины (отнесем их к особому забайкальскому типу) весьма разнообразны по размерам. Следует прежде всего различать линейные комплексы, т. е. узкие полосовидные зоны, в которых лежат одна за другой вытянутые по простиранию замкнутые впадины, отделенные друг от друга более или менее высокими и значительными по протяженности горными перемычками. Такие четковидные полосы или цепочки впадин имеют очень большое протяжение, до 1000—1200 км, и ориентированы параллельно главным тектоническим линиям докембрийского фундамента.

Дугообразный изгиб осевых линий впадин, с плавным переходом от простираний СЗ 300—310° к простираниям СВ 40—60°, примерно на меридиане 104°30', создает в их расположении ту же симметрию, какая свойственна более древним, докембрийским, структурам в Саяно-Тувинском, западном, и Байкальском, восточном, крыльях всей восточносибирской системы древних складок. Влияние этого поворота, интерпретируемого многими авторами как механическое обтекание или облекание южного клинообразного выступа Сибирской платформы в районе Иркутска, ощущается без каких-либо существенных изменений и в Северной Монголии, за пределами рассматриваемой области.

Вопрос об объединении смежных впадин, лежащих по простиранию одна за другой, в одну полосу или цепь не встречает особых затруднений там, где впадины обширны и сближены (таковы полосы Боргойско-Гусинозерско-Еравнинская, Чикой-Холокская и др.). Там же, где они малы и разобщены значительными гористыми пространствами, такое объединение довольно условно и произвольно. Отметим, впрочем, что на соответствующих схемах у разных авторов (Пресняков, 1904б; Б. А. Иванов, 1941, 1949б; Флоренсов, 1948; Лучицкий, 1940; и др.) мы видим приблизительно одинаковую картину, вытекающую из простых геометрических сопоставлений или связи смежных впадин с одним и тем же разломом.

Внутри отмеченных весьма протяженных полос отдельные «элементарные» впадины выглядят как самостоятельные звенья и имеют форму вытянутых овалов, иногда раздвоенных на концах, обычно более или менее притушенных; они ничем не напоминают узкие желоба или рвы.

Длина «элементарных» впадин достигает 100—120 км, а длина горизонтальных перемычек между ними 80—100 км. Ширина впадин колеблется в среднем от 5—8 до 20—25 км. Встречаются и очень миниатюрные образования подобного типа — до 5—10 км в длину и 2—3 км в ширину. По занимаемой площади крупные впадины, типа Гусинозерской, превосходят мелкие, например Джидинские, в 20—40 раз.

Границы впадин в полевых условиях в большинстве случаев являются довольно точно, несмотря на то, что их борта служат одновременно склонами горных хребтов и могли бы быть отнесены именно к последним. Сопряженность впадин и хребтов требует, на первый взгляд, выделения некоторых переходных зон между ними. Нам, однако, кажется, что по морфологическим и генетическим признакам ко впадине можно относить только ту часть склонов, которая преобразована в ложе аккумуляции осадков,<sup>1</sup> а вышележащая область сноса должна быть отнесена

<sup>1</sup> Мы имеем в виду осадочные толщи с законченным слоеобразованием (вплоть до четвертичных). В них не включаются гравитационные и близкие к ним отложения временного характера.

к горному обрамлению. Граница между ними, конечно, весьма подвижна и такой метод пригоден для установления только современных границ участков внутривпадинного опускания, но тем не менее он представляется нам единственно правильным. С этой точки зрения искомыми границами будут служить контуры распространения осадочных и отчасти вулканогенных толщ, связанных с возникновением и развитием впадин.

В Западном Забайкалье такими толщами являются верхнемезозойские осадочно-вулканогенные комплексы и поэтому очертания впадин отвечают конфигурации сложенных ими площадей. В поле (отчасти на картах и аэроснимках) границы внутривпадинного накопления выявляются весьма просто по вогнутым перегибам, иногда резким переломам профилей склонов, отмечающим выходы на поверхность постели верхнемезозойских толщ. Выявляемые таким образом контуры впадин в общем обладают значительной плавностью. Имеются, впрочем, случаи их резких искривлений и изломов, связанных, как правило, с поперечными нарушениями как складчатыми, так и разрывными. Все эти случаи будут рассмотрены на конкретных примерах.

В общих чертах рассматриваемые впадины<sup>1</sup> выглядят следующим образом: между двумя невысокими параллельными и в большинстве случаев плосковерхими горными хребтами располагается обширное продольное понижение, представляющее сочетание мягких холмисто-увалистых предгорий, переходящих в слабо наклонные и слабо волнистые террасовые поверхности, а далее, в отдельных случаях, в низкие, более или менее обширные озерно-аллювиальные равнины. В строении предгорий видное место принадлежит структурным уступам, обусловленным пологим наклонном разнородных слоистых вулканогенно-осадочных толщ в глубь впадин. При значительном отличии отдельных пачек или слоев по отношению к вмещающим их породам (например, покровы эффузивов среди обломочных пород в Боргойской впадине, гранитовидные твердые песчаники среди слабо сцементированных песчаников в Удинской впадине) возникают своеобразные несимметричные гряды типа куэст.

Добавочными морфологическими элементами, подчас сильно влияющими на геоморфологический облик впадин, являются: отчлененные от горных массивов, изолированные, довольно высокие и резко очерченные возвышенности (останцы, островные горки) небольших размеров; конусы выноса, сглаживающие переход увалистых предгорий в террасовые поверхности и центральные аккумулятивные равнины; многочисленные в одних и отсутствующие в других впадинах внутренние, иногда высокие продольные горные гряды; островные низкогорные группы; короткие холмистые массивы; небольшие округлые невысокие сопки, совершенно изолированные, с подошвой в виде замкнутой кривой (купола изверженных пород, горельников, конусовидные основания крупных «валунов-свидетелей» и т. д.).

На краях впадин, преимущественно южных и юго-восточных (что связано с избирательной аккумуляцией рыхлого мелкозернистого материала), иногда развиваются очень длинные, ветвящиеся, то «сплошные», то прерывистые овраги, морфология которых указывает на основную роль в их создании временных проточных (дождевых) вод и суффозионных процессов (рис. 1). В отдельных впадинах на поверхности низких и высо-

<sup>1</sup> Применяемый в литературе термин «межгорная котловина» является чисто морфологическим. Сущность описываемых явлений гораздо точнее передает термин «впадина» или его синоним «депрессия».

ких террас широко развит эоловый рельеф (грядовые и кучевые пески, котловины выдувания и т. д.).

Низкие степные открытые пространства, то отличающиеся крайней сухостью и ландшафтом каменистой полупустыни, то болотистые, несущие мелкие, порой многочисленные, иногда горькосоленные озера, каковыми являются днища большинства впадин забайкальского типа, в классических трудах В. А. Обручева и в работах многих последующих исследователей именовались древними долинами и древними озерными котловинами. Предпринимались попытки найти доказательства недавнего исполь-



Рис. 1. Тугнуйская впадина. Овраги у с. Никольского, вскрывающие верхнеплейстоценовые отложения с мамонтовой фауной. Фот. автора.

зования их реками — Селенгой, Удой, Джидой и др., и создавались в этом духе различные палеогеографические схемы (Н. А. Бестужев, В. А. Обручев, А. В. Львов, П. М. Клевицкий и др.). В. А. Обручев на своей схеме покрывал почти все Западное Забайкалье водами единого огромного озера, над поверхностью которого возвышались только гребни горных хребтов (В. А. Обручев, 1914). Посмотрим, каковы действительные отношения между верхнемезозойскими впадинами Западного Забайкалья, озерными котловинами, следами древней речной сети и, наконец, современной долинной сетью.

Любая карта Западного Забайкалья дает возможность убедиться в том, что прямой, обязательной связи между полосами забайкальских впадин и современной долинной сетью не существует. Нет никаких оснований предполагать наличие таких связей и в далеком прошлом, в период, предшествовавший созданию современной долинной сети и следовавший за формированием главных черт верхнемезозойских впадин (т. е. в добайкальскую эпоху — верхний мел-палеоген). Убедимся в сказанном на соотношениях крупнейших речных долин и впадин в бассейне р. Селенги. Река Селенга, вступив с юга в пределы Бурят-Монголии, пересекает Болдокскую степь (впадину) и Боргойский хребет под косым углом к их

простирацию и далее течет на север до впадения крупного левого притока — р. Темника, где на коротком отрезке касается юго-западной оконечности Гусиноозерской впадины. Оставляя последнюю в стороне,



Рис. 2. Эпигенетическая долина р. Селенги, окаймленная гранитными возвышенностями. Фот. автора.

р. Селенга ниже устья р. Темника резко поворачивает на северо-восток, врезается своей эпигенетической долиной в северо-западные отроги



Рис. 3. Характер долины р. Селенги при входе в Удинскую впадину (выше г. Улан-Удэ). Фот. автора.

хр. Цаган-Дабан, образуя тем самым новый эрозионный хребет (Моностой-Ганзуриинский), и следует до г. Улан-Удэ почти параллельно Гусиноозерско-Удинской цепи впадин (рис. 2). У устья р. Оронгоя, своего сле-

дующего левого притока р. Селенга отсекает юго-восточный край Оронгойской впадины параллельно ее оси, а затем косо срезает южный край Удинской впадины; в результате резкого поворота на север пересекает последнюю (рис. 3), а затем и хр. Хамар-Дабан, образуя в нем типичную долину прорыва. У ст. Татаурово Селенга врывается в следующую, Итанцинскую впадину, протекает по ней в юго-западном направлении на протяжении 60 км, а затем выходит к Байкалу на свою обширную дельту.

Ту же картину мы наблюдаем и по крупным притокам р. Селенги — Хилку и Чикою. Они идут то по днищам впадин на значительном протяжении, то покидают их в своих поперечных отрезках, нередко «зарываются» в горы, смещаясь при этом в большинстве случаев (независимо от своего направления) к южным и юго-восточным бортам впадин и образуя в горных отрогах продольные эпигенетические долины, местами вполне зрелого облика, сложно террасированные. Точно так же ведут себя рр. Джиды, Уда, Кижинга, Тугуй, Витим, Хилкосов, Унго, Ингода и др. Несомненно, эта тенденция отражает общую закономерность в развитии долинной сети на территории Забайкалья.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Впадины не всегда контролируют направление и положение современных долин, которые лишь на отдельных отрезках используют днища впадин, образуя в них продольные, поперечные и диагональные участки.
2. Сравнительно более тесно связаны со впадинами продольные отрезки рек, сток которых направлен с северо-востока на юго-запад (Итанца, Уда, Хилок, Худун, Чикой). Речные долины со стоком, направленным в обратную сторону, чаще и на большем протяжении смещаются в область горных массивов.
3. Независимо от направления своих продольных уклонов (юго-западного или северо-восточного) речные долины Западного Забайкалья имеют общую тенденцию смещаться главным образом к юго-востоку от впадин, образуя в горных массивах сравнительно узкие эпигенетические долины, отличающиеся морфологической свежестью и отделенные от соседних впадин высокими горными порогами.

Все эти отчетливо наблюдаемые в различных районах Западного Забайкалья геоморфологические закономерности связаны, по мнению автора, с особенностями новейшего тектонического развития, которые будут рассмотрены ниже.

Во многих местах Западного Забайкалья отмечены следы древней речной сети в виде продольных ложбин или систем седловин, располагающихся в общем створе, рядом с действующими речными долинами. Они описаны многими авторами в бассейнах рр. Селенги, Уды, Хилка, Джиды, Витима, Ингоды, причем повсюду устанавливается тесная пространственная связь древней и современной сети. Такая связь с большой наглядностью наблюдается по р. Селенге, выше г. Улан-Удэ, где и по левую, и по правую сторону от реки располагаются глубокие седловины, отделенные от современной речной долины высокими островными горками, сложенными гранитами (рис. 4). В одной из таких седловин под плейстоценовыми песками отмечены красноцветные третичные песчаники с гиппарионовой фауной. Здесь р. Селенга огибает с юга гранитный массив Тологой, отделяющий древнюю долину от современной.

Прекрасное описание остатков древней речной сети, тесно связанной с современной, дано С. Г. Мирчинк, А. И. Григорьевой и С. Д. Шером для верхней части бассейна р. Витима. Отложения древних погребенных до-

лин в этом районе содержат продукты каолинового выветривания и относятся, по-видимому, к верхам неогена. От современных долин они также часто отделены выраженными в рельефе перемычками.

В настоящее время в результате работ И. С. Коноваловой и Г. П. Говорухина в Тугнуйской впадине и С. М. Замараева — в Боргойской выявлены мощные (до 80 м) аллювиальные отложения плейстоценового или, возможно, неогенового возраста, лежащие на мезозойской толще. Тем самым была доказана связь с мезозойскими впадинами не только отдельных отрезков современной, но и более древней долинной сети.



Рис. 4. Возвышенности на правом берегу р. Селенги (ниже устья р. Хилка), сложенные палеозойскими гранитами. Фот. автора.

Заслуживает особого внимания вопрос о взаимоотношении верхне-мезозойских впадин с котловинами древних и современных озер. Анализ представлений о так называемом «озерном» периоде в истории рельефа и гидрографии Забайкалья мы дадим ниже. Что касается современных крупных озерных котловин, то они, естественно, связаны со впадинами самым тесным образом.

Наиболее крупными озерами здесь являются: Гусиное, площадью около 124 км<sup>2</sup>; группа озер в северо-восточной части Гусиноозерской впадины (Круглое, Щучье, Камышевое, Селенгинское, Сульфатное и др.), мелкие озера в Убукунской впадине, горькосолёные, в засушливые периоды почти полностью пересыхающие Боргойские, или Белые, озера; Киранское озеро в Чикойской впадине; оз. Адагай — в Худунской; ряд мелких озер в Удинской и Тугнуйской впадинах; целая цепочка крупных Еравнинских озер и т. д. Подобные же озера, связанные с продольными депрессиями, имеются и в соседней Читинской обл. (например, Беклемишевские озера — Арахлей, Иргень и др., Кенон, Арейское, Салия, Зун и Барун-Торей). Котловины всех этих озер представляют собой плоские

мелкие углубления в днищах впадин; обычно они имеют овальные очертания и несколько вытянуты на северо-восток, параллельно осям впадин, либо составляют целые группы и цепочки, вытянутые в том же направлении (Еравнинские, Беклемишевские озера). По существу, и почковидное в плане оз. Гусиное, судя по морфологии его дна, представляет собой не одно, а два озера, лежащие на одной линии северо-восточного направления и объединенные общим водным зеркалом (Шостакович, 1916).

Примечательно, что котловины современных озер, располагающихся внутри впадин, обычно несколько сдвинуты к их южному или юго-восточному бортам (Гусиное, Боргойские и Еравнинские озера). Другая особенность их заключается в том, что многие озера (за исключением тех, котловины которых относятся к пойменному или суффозионному типу) находятся в стороне от крупных рек; местами они связаны не с самыми низкими, а, наоборот, с самыми высокими геоморфологическими уровнями внутри впадин. Это хорошо видно даже на картах мелкого масштаба: крупнейшие озера, вроде Гусиного, Большого и Малого Еравнинского и др., находятся на внутривпадинных междуречьях. Поэтому, несмотря на очень малую абсолютную высоту уровней самих озер, последние в очень малой степени служат водосборами для рек; столь же мала роль их в питании рек, текущих вблизи впадин. Так, протока Байнгол, осуществляющая сток из оз. Гусиного в р. Селенгу, и протока Холой, ведущая из оз. Исинга в р. Витим, очень малы, мелки и не имеют постоянного течения.

Приток в озера речных вод по той же причине регулируется не усиленной эрозией потоков, которая могла бы быть направлена на преодоление барьеров, отделяющих озера, а, наоборот, усиленной аккумуляцией наносов, ведущей к повышению уровня рек и, таким образом, к облегчению стока речных вод в озера. Именно таков механизм бифуркации р. Темника при выходе из Хамбинских гор на Тамчинскую аллювиальную равнину. Один из его рукавов, ответвляясь от основного потока на вершине плоского конуса выноса, течет перпендикулярно основному руслу реки, а затем впадает в оз. Гусиное.

Соответственно своему высокому гипсометрическому положению по отношению к действующей дренажной сети, озера Западного Забайкалья, даже весьма значительные по своей акватории, очень мелки. Самое большое, оз. Гусиное (рис. 5), имеет максимальную глубину 24,5 м, глубина других еще меньше.

Своеобразное «водораздельное» положение озерных котловин внутри забайкальских впадин представляется, на первый взгляд, географическим парадоксом. На самом же деле оно вполне естественно, так как реки, текущие во впадинах (или рядом с ними), связаны с уровнями более низкими, нежели средние отметки днища впадин. Подобно тому как в Восточном Забайкалье по рекам идет расширение сферы влияния «молодого амурского ландшафта», по рекам в Западном Забайкалье распространяется молодой «байкальский» рельеф (Пресняков, 1930).

Озера удерживаются в котловинах тех впадин, которые находятся несколько в стороне от основных дренажных артерий, проникающих в настоящее время во впадины иногда лишь через посредство молодых поперечных долин. Отсюда «водораздельное» положение озер. Что же касается самих озерных котловин, то их образование нельзя связывать только в внешнединамическими явлениями. Карст, суффозия, закупорка каналов поверхностного стока и им подобные процессы не могут объяснить ни расположения, ни величины, ни морфологии этих котловин. Не-

сомненно, последние являются геоморфологическим выражением тенденции внутренних частей впадин к опусканию, хотя, конечно, такие котловины нельзя рассматривать как неизменные первично тектонические формы.

Днища забайкальских впадин и замкнутые водоемы в них лежат на весьма различной высоте. Так, средние отметки впадин: Гусиноозерской — 560 м (уровень оз. Гусиного 549.8 м), Боргойской — 660—680 м (отметки озер 605.1 и 618.1 м), Верхне-Оронгойской — 560—580 м, Иволгинской — 500—520 м, Удинской — 540—580 м, Курбинской —



Рис. 5. Озеро Гусиное. На заднем плане Хамбинский хребет. Фот. И. В. Белова.

900 м, Еравнинской — около 950 м (Большого Еравнинского озера — 939.9 м); Верхне-Удинской — 760—780 м, Худунской — 700 м, Италицинской — 530—540 м, Тугнуйской — 680—700 м, Хилокской близ с. Бичуры — 630 м, близ с. Окино-Ключи — 600 м, Тилимской — 1040 м и т. д. Таким образом, разница отметок перечисленных впадин достигает 450 м, если же учесть и прочие впадины Западного Забайкалья (полосы Витимскую, Хилокскую и Чикойско-Ингодинскую), то она составит 500—520 м.

Относительная высота над днищами впадин, до которой поднимаются осадочные толщи, генетически и пространственно связанные со впадинами, достигает в районе оз. Гусиного 300 м, в Боргойской степи — 380 м (гора Барун-Ула), в бассейнах рр. Иволги и Уды — 200—250 м, на междуречье рр. Кики и Брянки — 200 м. В западном, Саяно-Джидинском, крыле системы мезозойских впадин юрские континентальные отложения поднимаются до 1250 м абс. высоты.

На схеме (рис. 6) показано размещение верхнемезозойских впадин на площади Западного Забайкалья; они могут быть объединены в следующие линейные комплексы: 1) Витимкано-Талойский, 2) Турка-Амалатский, 3) Курбинско-Зазинский, 4) Санага-Харагужирский, 5) Боргойско-Гусиноозерско-Еравнинский, 6) Тугнуй-Худунский, 7) Бичуро-Арахлейский (Хилокский) и 8) Чикой-Ингодинский с его Хилокской ветвью.

Переходим к кайнозойским впадинам.

Впадины байкальского типа сосредоточены в высокогорной полосе, занимающей северо-западную и северную часть рассматриваемой территории. Их наименованием подчеркивается внешнее и генетическое родство со впадиной современного Байкала (Павловский, 1948а).

Первое, что обращает на себя внимание в размещении кайнозойских впадин, — их обособленность и средоточие в сравнительно узкой краевой полосе Сибирской платформы. Обособленность эта, конечно, относительна. Хотя кайнозойские впадины достигают максимального развития в высокогорном Прибайкалье, они проникают и в ближнее Забайкалье, где сплетаются и перемежаются с верхнемезозойскими впадинами, но здесь они сравнительно малы и во многих случаях, по-видимому, не самостоятельны, а являются результатом позднегеретичной перестройки верхнемезозойских прогибов и сохраняют их многие основные черты.

Если для впадин байкальского типа характерна сравнительная узость площади распространения, то верхнемезозойские прогибы (часть которых, как увидим ниже, проявила слабую активность и в неогене), напротив, рассеяны на весьма обширном пространстве: в Южной Якутии, Восточном Забайкалье, Монголии. Они имеются также в Восточном Саяне и к ним же по ряду признаков должно быть причислено юго-восточное крыло Иркутского юрского бассейна. Таким образом, байкальские впадины лежат внутри поля мезозойских прогибов и являются по отношению к ним ярко выраженными «наложенными» формами.

Вторая характерная черта рассматриваемых образований — их значительные размеры. По площади отдельные впадины байкальского типа превосходят крупнейшие забайкальские прогибы в 5—10 раз и соперничают в этом отношении с Иркутским юрским угленосным бассейном, хотя последний в своем главном поле относится уже к числу типичных плоских платформенных прогибов (синеклиз). Наряду с очень крупными впадинами рассматриваемого типа, такими, как собственно Байкальские, Баргузинская, Чарская, имеются и миниатюрные их представители: Окинская, Мондинская, Тураки и др.

Третья черта заключается в том, что, подобно забайкальским, впадины байкальского типа развиты интенсивнее в северо-восточной, «байкальской», ветви и слабее в западной, «саяно-тувинской». Сказанное относится и к размерам, и к числу впадин.

Ярчайшим выражением этой асимметрии является, конечно, положение впадины самого Байкала.

Следующая особенность большинства рассматриваемых впадин — их продольный, линейный характер, а отсюда — группировка в протяженные полосы или ветви, местами с кулисообразным смещением отдельных впадин относительно друг друга. Весьма четко выражена тенденция к своему местному параллельному искривлению этих полос (например, ветви Северо-Байкальско-Верхне-Ангарская и Баргузино-Чарская), изгибы при этом бывают очень резки. В приведенном примере они составляют, соответственно, углы в 160 и 145°, а в области стыка Тункинской и Косогольской ветвей почти 100°. Это находит свою аналогию в изгибах полос верхнемезозойских депрессий Забайкалья. В общем плане впадины байкальского типа создают своеобразный рисунок «птичьего крыла», в котором основной, северо-восточный, ствол имеет «оперение» в виде ряда субширотных ветвей, отброшенных к востоку. Подобный рисунок, но в более смягченном виде создается сочетанием ветвей Боргойско-Гусиноозерско-Удинской и Тугнуйско-Худунской (к югу от г. Улап-Удэ).

Нельзя, далее, пройти мимо следующих фактов. При наличии плавного изгиба Баргузинско-Чарской полосы к северу на самом изгибе в области Баргузино-Муйского водораздела появляются узкие мелкие впадины, ориентированные перпендикулярно всей полосе, т. е. на северо-запад. Подобные же небольшие поперечные впадины имеются и в области перегибов полос Тугнуйско-Худунской и Чикойско-Ингодинской, но не на самих дугах, а в их внутренних (вогнутых) частях. Эти чисто внешние особенности в какой-то мере отражают сходство механизма изгибания верхнемезозойских и кайнозойских структурных линий.

Контуры впадин байкальского типа в плане вытянутые, иногда грубовальневые, чаще притупленные, угловатые, в той или иной мере связанные со структурой фундамента. У иных впадин очертания очень просты и приближаются к овалу (Мондинская), ромбу (Тункинская) или прямоугольнику (Токкинская), у других — очень сложны, особенно в тех случаях, когда со впадинами сопряжены широкие древние ледниковые долины, в основе своей также тектонические. Узкие, длинные впадины обычно малых размеров (Окинская, Верхне-Муйская); в крупных впадинах ширина уступает длине не более чем в 6—7 раз. Угловатость, изломанность очертаний резко выражена у крупных впадин; нередко тупые окончания впадин, а также вторжение угловатых поперечных горных массивов в контур опускания и раздвоение его на две-три лопасти при замыкании (впадины Верхне-Ангарская, Цициканская, Верхне-Чарская и др.). Наряду со впадинами вытянутых и развитых форм встречаются короткие, широкие, котловинообразные образования небольших размеров, имеющие, как правило, весьма молодой возраст и приуроченные к местам пересечения сбросов речными долинами (впадины Тураки, Амут).

Границы описываемых впадин выявляются, по сравнению с верхнемезозойскими депрессиями, очень легко и проходят вдоль подножий высоких (в ряде случаев — высочайших в Восточной Сибири) горных хребтов, в результате чего создаются гораздо более резкие, нежели в Забайкалье, контрасты высот, более живописные и величественные ландшафты.

Особенностью обрамления впадин является то, что горные хребты, оконтуривающие их с запада или северо-запада, как правило, более высоки и крутосклонны, а расположенные на противной стороне, хотя и несут иногда гольцовые вершины и поднимаются до 2200—2600 м абс. высоты, но имеют со стороны впадин сравнительно пологие склоны. Это явление, отмеченное еще первыми исследователями Прибайкалья (Бакшевич, 1856; Кропоткин, 1873, и др.), обуславливает особый, «байкальский», тип асимметрии. Резкие переходы склонов в днища впадин, совершающиеся в ряде случаев без посредства предгорий, позволяют легко проследить границы впадин в принятом виде как площадей современной аккумуляции.

Междувпадинные пространства в высокогорном Прибайкалье заполнены хребтами (рис. 7) разной высоты, ориентировки и протяженности, образующими в своей совокупности известное в литературе Саяно-Байкальское сводовое поднятие. Уже давно отмечалось, что гребни наиболее высоких хребтов (например, Тункинских гольцов, Окинской цепи, хребтов Байкальского, Северо-Муйского, Баргузинского, Каларского и др.) приближены к краям впадин, что и создает картину «провалов в зоне максимального воздымания Прибайкальского пенеплена» (Тетяев, 1915б) и служит одним из главных оснований гипотезы о сводовом поднятии (Павловский, 1948а), представления об «осевых впадинах» и т. д. Как отмечалось, закономерность эта имеет силу главным образом по отноше-

нию к хребтам, обрамляющим впадины с северо-запада, но наблюдается она и у хребтов с другой стороны впадин. Таков, например, Каларский хребет.

Некоторым уклонением от описанного байкальского типа асимметрии отличается и горное окружение Южно-Байкальской впадины. С севера ее обрамляет низкий Приморский хребет, орографическим продолжением (или орографической ветвью) которого служит о. Ольхон. При сравнительно небольших высотах (1000—1200 м) склон Приморского хребта, обращенный к Байкалу, очень крут и уходит в виде обрыва в глубь



Рис. 7. Высокогорный ландшафт в верховьях р. Саган-Сар. Восточный Саян.  
Фот. И. В. Белова.

озера. Что касается Хамар-Дабана, окаймляющего впадину с юго-востока, то при значительной высоте (2200—2300 м) его байкальские склоны пологи, а местами отделены от озера довольно широкой полосой предгорий. В некоторых небольших впадинах асимметрия выражена слабо, и в поперечном профиле они напоминают забайкальские депрессии.

Еще в сравнительно недавних работах по Прибайкалью зона впадин байкальской системы представлялась на западе в виде одной Байкальско-Тункинской полосы (с «монгольскими подвесками» в виде впадин Косогольской и Дархатской), а на востоке — в виде двух ветвей: Северо-Байкальско-Ангарской и Баргузино-Чарской (другие авторы предлагают названия Байкало-Верхне-Ангарско-Чарской и Баргузино-Ципинско-Каларской).

Изучение новых геологических и топографических материалов позволяет утверждать, что западная широтная ветвь байкальской системы с ее «подвесками», будучи главной, осевой полосой, сопровождается с обеих сторон параллельными полосами узких впадин: двумя с севера — Окин-ской и Ильчиро-Китойской, и двумя с юга — Верхне-Темнической и Джиндинской. Отметим попутно, что эти полосы как в Восточном Саяне, так и

в Хамар-Дабане включают в себя также мелкие мезозойские прогибы, а впадины Окинская и Джидинская относятся к наиболее юным в рассматриваемой системе, вероятно раннечетвертичным, образованиям. Точно так же Салопом, Калининой и Шахарстовой за последнее десятилетие открыты новые кайнозойские впадины на Витимском плоскогорье и в Восточном Прибайкалье.

Западное, «саяно-тувинское», крыло байкальских впадин проникает в глубь главного высокогорья Восточной Сибири. Между полосами впадин здесь протягиваются высочайшие горные хребты с вершинами свыше 3000 м. Местами к ним прилегают высоко поднятые вулканические плато (Хамар-Дабанское и Окинское).

Сами впадины весьма разнообразны по очертаниям и размерам. Среди них мы видим широкие и угловатые типа Тункинской; овально-удлиненные типа Мондинской; очень узкие и сравнительно длинные сбросовые рвы, лучшим примером которых служит Окинская впадина. При большом разнообразии очертаний почти все эти формы вытянуты в широтном направлении; лишь Косогольская, Дархатская и некоторые мелкие впадины вытянуты меридионально. Впадина Косогола по своей площади несколько превосходит котловины Тункинской полосы, вместе взятые; в то же время в контуре собственно Тункинской впадины могут легко уместиться все мелкие депрессии, расположенные в ее северном и южном траверсах. Наряду с крупными, глубокими, резко очерченными впадинами, продолжающими свое развитие и в современную эпоху, здесь имеются еле наметившиеся, недоразвитые впадины (например, Ильчирская, Верхне-Темнишская), вовлеченные в новейшие поднятия горных хребтов.

Итак, западное крыло рассматриваемой системы состоит из одной центральной «осоевой» полосы нормально развитых впадин и четырех симметрично расположенных полос преимущественно небольших депрессий, среди которых имеются и хорошо оформленные глубокие сбросовые рвы, и плоские распылчатые депрессии, поднятые вместе с хребтами на большую высоту и, по-видимому, не способные к дальнейшему развитию. Это крыло отличается, кроме того, контрастным сочетанием различных структурных и морфологических элементов — тункинских широтных и косогольских меридиональных.

Гораздо сложнее построено восточное крыло байкальской системы впадин. Как и в предыдущем случае, впадины врезаны в наиболее высокогорную часть Саяно-Байкальского поднятия таким образом, что наивысшие горные хребты (и гребни этих хребтов) приурочены к их самым краям. Это обстоятельство подчеркивали многие геологи и географы. Наиболее резко подобные соотношения, как мы видели, выражены во впадинах Окинской, Косогольской, Тункинской, а в рассматриваемом крыле — в Северо-Байкальской, Верхне-Ангарской, Баргузинской, Верхне-Мульской и Каларской. Стержнем рассматриваемого крыла является громадная сложная Байкальская впадина, морфологии которой посвящены специальные исследования, до настоящего времени не законченные.<sup>1</sup>

Существующие материалы позволяют считать, что впадина Байкала состоит из двух приблизительно равных частей: южной, перегороженной ближе к южному концу выносами р. Селенги и заключающей в себе главные глубины Байкала, и северной, в состав которой входит дельтовая равнина Верхней Ангары. Впадины разделены сложной диагональной

<sup>1</sup> В ближайшие годы Восточно-Сибирский филиал АН СССР предполагает провести эхолотирование дна Байкала.

перемычкой, в строении которой участвуют гористые острова (Ольхон и, по существу, также Святой Нос; рис. 8), подводные диагональные поднятия («Ушканий порог» В. В. Ламакина) и глубокие диагональные заливы (Баргузинский, Малое море). Исследован этот район все еще слабо и в батиметрическом, и в геоморфологическом отношении, хотя он представляет совершенно исключительный интерес для понимания структурных и морфологических связей между смежными впадинами байкальского типа вообще.



Рис. 8. Восточный берег о. Ольхон на Байкале. Фот. Е. К. Гречищева.

Обе впадины Байкала дугообразно изогнуты и каждая из них дополнительно осложнена внутренними изгибами. Искривление контуров впадин (и береговой линии озера) повсюду связано с соответствующими изгибами обрамляющих хребтов (рис. 9). Радиусы кривизны дуг колеблются в пределах 100—300 км. В целом впадина Байкала образует плавный характерный изгиб, обращенный выпуклостью к юго-востоку. Очень резкое отклонение геометрической оси Байкала к северу от господствующего северо-восточного направления не представляет при этом явления, чуждого остальной части рассматриваемой системы межгорных впадин. Так, простираение этой оси (между  $54^{\circ}00'$  и  $55^{\circ}33'$  с. ш.) составляет  $15^{\circ}$  при простираении осей Гусиноозерской впадины  $32^{\circ}$ , Косогольской —  $10^{\circ}$ , Боргойской —  $16^{\circ}$  и т. д.

Рельеф дна оз. Байкал очень сложен, причем, судя по имеющимся весьма приблизительным батиметрическим картам, ложе южной (двойной) впадины отличается чередованием неровностей, амплитуда которых иногда достигает 900 м на расстоянии всего 1500 м (Посольская банка в южной части Байкала против ст. Боярской), ложе северной построено проще. Общей чертой морфологии обеих впадин является их асиммет-

рия: северо-западный борт круче и короче юго-восточного, благодаря чему максимальные глубины озера находятся ближе к западному и северо-западному берегам озера.

Большой интерес представляют миниатюрные подводные каньоны, рассекающие подводный склон Байкальской впадины во многих пунктах побережья. Эти образования, отмеченные еще в 1909 г. экспедицией Ф. К. Дриженко, недавно описаны Н. В. Тюменцевым, А. Г. Золотаревым, Г. Б. Пальшиным и особенно Н. П. Ладохиным (1957а). Располагаются



Рис. 9. Мысы Большой и Малый Солонцовый на Байкале.  
Фот. Е. К. Гречищева.

они частью против устьев субэаральных речных долин, частью вне связи с рельефом суши, крутосклонны, имеют очень крутые продольные профили и пока прослежены промерами до глубины 500 м (рис. 10). Не подлежит сомнению, что байкальские подводные каньоны генетически весьма близки к грандиозным подводным морским каньонам, и что разница между теми и другими, по-видимому, только количественная.

Прочие впадины байкальской системы, составляющие ее восточное крыло, группируются следующим образом. К северному концу Байкала с востока примыкает крупная Верхне-Ангарская впадина. Их отделяет узкая гористая перемычка (около 30 км). При этом ось Северо-Байкальской впадины севернее  $55^{\circ}30'$  с. ш., т. е. перед ее замыканием, искривляется от СВ  $16^{\circ}$  до СВ  $43^{\circ}$ , как бы отгибаясь навстречу Верхне-Ангарской впадине, ось которой протягивается на СВ  $68^{\circ}$ . Таким образом, сочленение двух рассматриваемых впадин имеет характер резкого изгиба, а не излома, и Верхне-Ангарская впадина является поэтому не боковой ветвью Северо-Байкальской, а ее прямым морфологическим продолжением. Следуя той же линии далее к северо-востоку, мы не находим новых впадин; лишь к северу, в почти меридиональных широких долинах рек

Б. и М. Кункудери можно заподозрить связанные с байкальской системой ее поперечные элементы; сюда же следует, по-видимому, отнести поперечную впадину оз. Орон.

На схеме (рис. 6) видно, что прочие крупнейшие впадины — Баргузинскую, Муйскую и Чарскую — естественно объединить в общую и главную полосу, служащую непосредственным продолжением высокими горными хребтами (рис. 11) и в области Баргузино-Муйского междуречья образует аналогичный, выпуклый к северо-западу изгиб, рассеченный в самом колоне узкими поперечными и продольными впадинами.

Муйско-Чарская полоса отличается большой сложностью контуров. Собственно Верхне-Муйская впадина узкая, почти прямолинейная, разделенная на две части диагональной перемычкой, по общим очертаниям весьма похожа на Зазинскую мезозойскую. Нижне-Муйская впадина также разделена внутренней диагональной перемычкой и сопровождается меньшими впадинами, «сателлитами», — Куандинской и Таксимской. Сравнительно просто очерченная Чарская депрессия выпукло изогнута к юго-востоку; продолжением ее является угловатая Токкинская впадина. Широко ориентированная Каларская впадина как бы прилагается к Чарской с юго-востока.

Что касается двух довольно крупных впадин — Ципинской и Ципиканской, лежащих к востоку от р. Баргузина, то они представляют, по существу, одну сложную впадину, разделенную на две части внутренней диагональной перемычкой. Их общий контур и по своим очертаниям, и по площади весьма близок к контурам других крупных впадин байкальского типа.

Наконец, на восточном побережье Байкала обращают на себя внимание две узкие и короткие полосы «древних долин», тесно сопряженных с Байкалом и представляющих как бы миниатюры Баргузинской впадины. Это долины рр. Кики, Хаима, низовьев рр. Турки и Максимихи вместе с прибрежными низменностями и котловиной оз. Котокель. Их ориентация, чертания, характер сочленения со впадиной южного Байкала, а также состав и возраст рыхлых отложений доказывают близкое родство с Баргузинской впадиной значительно больших размеров.

Таким образом, анализируя свойства восточного крыла Байкальской кайнозойской системы, мы находим в ней и крупные, и малые элементы, в числе которых имеются поперечные, но решительно преобладают продольные. Одной из характернейших черт морфологии рассматриваемой

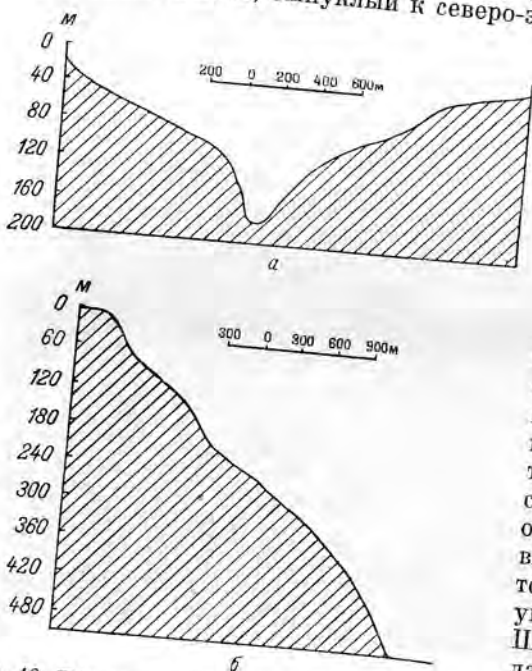


Рис. 10. Подводный каньон в Байкале против устья р. Большой Язовки (по Н. П. Ладохину).

а — поперечный профиль, б — продольный профиль.

области является «подстраивание» одних впадин к другим всегда с одной и той же, восточной, стороны, что сообщает всей системе резко асимметричное строение и своеобразный рисунок «птичьего крыла».

В морфологии впадин большую роль играют промежуточные горные перемычки. С их помощью, с одной стороны, поддерживается орографическая связь между смежными параллельными хребтами, а с другой — связь между впадинами, относящимися к одной и той же полосе. Эти перемычки, как отмечалось многими исследователями, во многих случаях расположены диагонально и образуют с геометрическими осями впадин



Рис. 11. Гольцовый ландшафт в бассейне р. Бирамы. Баргузинский хребет. Фот. А. С. Ескина.

углы от  $45-50$  до  $10-15^\circ$ . Одной из таких перемычек является сложная система поднятий и опусканий в средней части Байкала, ориентированная под весьма острым углом к его общей оси. По существу, то же самое мы имеем на стыке впадин Косогольской и Мондинской, где низкий перевал Гурби-Дабан (который морфологически нельзя отнести ни к хр. Хамар-Дабан, ни к хр. Мунку-Сардык, хотя он лежит прямо на их продолжении) мы должны считать такой же перемычкой, т. е. внутривпадинным элементом, несмотря на то что названные впадины ориентированы почти перпендикулярно друг к другу.

Наилучшим образом роль перемычек как связей между обрамляющими хребтами и заключенными среди них впадинами вы является на примере Тункинской полосы, состоящей из пяти отдельных котловин, вписанных в общий контур, вытянутый в широтном направлении.

Окаймляющие эту полосу хребты Тункинский и Хамар-Дабан сохраняют орографическую индивидуальность на всем ее протяжении. Между ними расположена единая продольная депрессия сигарообразной формы, отметки поверхности которой закономерно снижаются с запада на восток

при сохранении примерно одинаковых относительных высот краевых хребтов над промежуточной депрессией.<sup>1</sup> В поверхность последней врезаны углубления разной величины и формы — тункинские впадины, отметки которых также последовательно снижаются с запада на восток. Таким образом, перемычки между впадинами представляют части наклонного дна впадины первого порядка; следовательно, в морфологическом (и, как мы увидим ниже, в структурном) отношении они должны быть причислены к внутривпадинным элементам, а не к хребтам.

Любопытно, что общий контур, объемлющий частные тункинские впадины, по площади приблизительно равен каждой из остальных крупных впадин, образующих «ветви» Байкала: Косогольской, Баргузинской, Верхне-Ангарской, Муйской и Чарской.

В некоторых впадинах (например, Баунтовской, Токкинской, Чарской) мы встречаемся с внутренними, изолированными возвышенностями, сложенными древними кристаллическими породами и представляющими местными поднятия фундамента. Будучи охвачены плоскими, часто заболоченными низменностями, такие островоподобные возвышенности имеют простые округлые очертания и обычно вытянуты в направлении оси вмещающей их впадины. Высота их над окружающими равнинами может быть значительна (200—250 м). Эти формы, как и близкие к ним внутривпадинные продольные возвышенности в забайкальских депрессиях, имеют, бесспорно, первично-тектоническое происхождение. Их наружные части изменены денудацией, по-видимому, в слабой степени; при относительной многочисленности таких возвышенностей это дает возможность приближенно судить о рельефе остальной, погребенной части фундамента впадины. Наличие выступов фундамента не всегда указывает на относительно малую его глубину в соседних частях впадины и на незначительную мощность рыхлой толщи в ней.

Большой интерес представляет, далее, гипсометрия рассматриваемых образований. Как известно, в окружении высочайших хребтов Восточной Сибири лежат и наиболее приподнятые межгорные впадины. При этом обнаруживается следующая простая закономерность: по приближении к Байкалу как с запада, так и с востока и северо-востока высоты впадин последовательно убывают. Так, отметка Косогольской впадины (уровень оз. Косогол) 1654 м, при глубине озера 279 м, Мондинской — около 1400 м, Хойтогольско-Мойготской — 930 м, Тункинской 750 м, Торской — 700 м, Быстринской — 650 м. Средний уровень Байкала около 455 м при максимальной известной глубине озера вблизи о. Ольхон в 1741 м; глубина Северо-Байкальской впадины не превосходит 1000 м. Отметки впадин, расположенных к востоку от Байкала, следующие: Верхне-Ангарской — 470 м, Баргузинской — 520 м, Ципинской — 1150 м (отметка оз. Баунт 1095 м) и т. д. Таким образом, ось всей системы кайнозойских опусканий образует глубокий прогиб — до 1200 м ниже уровня моря — как раз по ее середине (в рассматриваемых границах). В наиболее приподнятых концах всей системы отметки впадин превосходят 1000 м над уровнем моря, а высоты соседних с ними горных хребтов достигают наивысших значений (на западе — гора Хылизар-Дубху-Ула — 3519 м и гора Мунку-Сардык — 3491 м (рис. 12); на востоке — гора Скалистая в Каларском хребте — 2800 м и вершины в хр. Кодар — 3000 м и более). Нельзя не отметить, что максимальная глубина этого прогиба, приуроченная, судя по буровым работам последних лет, к дельте р. Се-

<sup>1</sup> Это явление было впервые подмечено В. В. Ламакиным (1935).

ленги, находится на продолжении южного клинообразного выступа палеозойского поля платформы, далеко вдающегося в глубь горных сооружений Прибайкалья.

Существенно иными, по сравнению с рассмотренными выше случаями (для забайкальских депрессий), являются соотношения кайнозойских впадин с современной и древней долинной сетью и с котловинами крупных озер. Что касается речной сети, то для типичных впадин байкальского типа эта связь прямая и простая. Река Иркут низыгивает на себя наподобие бус все котловины Тункинской полосы, включая эмбриональ-



Рис. 12. Хребет Мунку-Сардык. Восточный Саян. Фот. С. Д. Хилько.

ную, слабо развитую Быстринскую, а также высокогорную Ильчирскую, относящуюся к соседней полосе. При этом образуются серии террас (рис. 13). Прочие крупные «сухонутные» впадины также вмещают русла рек, которые текут либо по их геометрическим осям, либо смещаются к тому или иному борту. В крупных впадинах Баргузино-Чарской ветви отчетливо проявляется тенденция к смещению рек к более крутому склону, т. е. в большинстве случаев к северо-западному и северному. Горные перемычки между впадинами прорезаются antecedentными долинами.

Еще теснее и естественнее связь со впадинами современных озерных водоемов. Убедительными и не требующими никаких комментариев примерами такой связи служат озера Байкал, Косогол (Хубсугул-Далай), Бусани, Баунт, Ильчир, Орон и др. В некоторых впадинах, особенно в Тункинской, Баргузинской, Баунтовской и Верхне-Ангарской, отмечается большое развитие болот.

Все эти явления подчеркивают морфологическую «молодость» впадин байкальского типа, их активную роль в современном рельефе и в современной гидрографии.

Взаимоотношения кайнозойских впадин с древними речными системами пока выявлены слабо, поскольку, с одной стороны, древние долины

обнаружены в немногих местах, а с другой — речное происхождение некоторых «древних долин» остается недоказанным. Целый комплекс таких древних продольных долин выявлен работами Е. В. Павловского, Н. В. Фроловой, В. П. Маслова, А. С. Кульчицкого и других исследователей в Западном Прибайкалье, А. М. Бильтаева, Г. А. Покатилова, Ю. А. Данилевского, И. С. Валицкой — на восточном побережье Байкала между устьями рр. Селенги и Баргузина. Как указывалось выше, в результате работ С. Г. Мирчинк, А. И. Григорьевой и С. Д. Шера установлено большое число фрагментов древних долин в западной части Витим-



Рис. 13. Мондинская впадина. Над террасой, где расположены постройки, видны уступы еще пяти террас. Фот. П. М. Хренова.

ского плоскогорья. При этом в ряде случаев выявлена прямая связь между древней речной сетью и кайнозойскими впадинами.

Из приведенного обзора следует, что кайнозойские впадины Прибайкалья отличаются от своих верхнемезозойских соседей и предшественников — мезозойских прогибов — рядом существенных морфологических черт, тем более резко выраженных, чем ближе они стоят к «байкальскому типу». К последнему относится, как видим, не все многообразие кайнозойских впадин рассматриваемой области, а лишь крайние члены их ряда, связанные, с одной стороны, с высокогорной зоной Прибайкалья, а с другой — с очень молодыми, четвертичными, крупными разрывными смещениями. Все это дает возможность отделить впадины собственно байкальского типа, характеризующиеся почти непрерывным активным развитием в течение верхнего неогена и четвертичного периода, от прочих кайнозойских впадин, одна часть которых активно развивалась только в неогене, а другая — только (или особенно) в четвертичном периоде. Конечно, для точного разделения кайнозойских впадин по их возрасту необходимы не только морфологические, но и разнообразные геологические данные.

## МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Характеристике нормального разреза мезозойских отложений, выполненных впадины Западного Забайкалья и Иркутского бассейна, посвящены работы Ф. Ф. Оттена и Е. А. Преснякова (1937), Б. А. Иванова (1949б, 1950), М. С. Нагибиной (1946а, 1951), Г. Г. Мартинсона (1955), Ф. Ф. Оттена и Ю. П. Деева и др. Все исследователи согласны с тем, что эти отложения имеют континентальное, наземно-пресноводное происхождение, что образовались они в период интенсивных, но постепенно затихавших тектонических движений, что на их состав и распределение оказывал большое влияние гористый рельеф и что, наконец, огромную роль в накоплении мезозойских толщ вначале играли вулканические продукты — лавы, туфы, туфогенные породы.

Отложения Иркутского бассейна издавна относились к нижней и средней юре. Угленосные отложения Забайкалья вначале считались третичными (И. Д. Черский, В. А. Обручев в своих ранних работах), затем юрскими и, наконец, верхнеюрско-нижнемеловыми. Вулканогенные толщи, подстилающие в Забайкалье угленосный мезозой, относились то к верхнему палеозою, то к нижнему мезозою, то, наконец, к средней или верхней юре.

Очень большое влияние на стратиграфические построения оказали находки нижнемеловой фауны в глинистых сланцах р. Турги (Восточное Забайкалье) и верховьев р. Витима; термин «тургинские» стал в литературе нарицательным для всех мезозойских угленосных отложений Забайкалья, хотя некоторые авторы признавали возможность значительного колебания их возраста — от средней юры до нижнего мела (Нагибина, 1946а, 1951; Мартинсон, 1954).

Мнение о преимущественно нижнемеловом возрасте угленосных отложений Забайкалья отстаивал в ряде своих работ Б. А. Иванов (1940а, 1947, 1949). По понятным причинам палеофитологи (В. Д. Принада, А. Н. Криштофович) занимали в том же вопросе умеренную, иногда довольно неопределенную позицию и допускали широкие пределы возраста угленосных отложений (средняя юра—нижний мел).

Некоторого успеха в биостратиграфическом расчленении забайкальского мезозоя достиг Г. Г. Мартинсон, сопоставивший старые и новые фаунистические находки с пресноводными (верхнемезозойскими) фаунами гастропод и пелеципод Китая, Монголии, Средней Азии, Западной Сибири и Иркутского бассейна. Он высказал убеждение в том, что фауна пресноводных моллюсков вообще может иметь вполне определенное стратиграфическое значение при расчленении мезозойских континентальных отложений. Правда, существуют противники этой точки зрения, и весь вопрос в целом не является решенным. Но в настоящее время было бы

неправильно игнорировать попытки расчленения континентальных отложений Забайкалья по палеонтологическим данным, конечно, лишь в тех случаях, когда они хорошо увязываются с геологическими данными, а не вступают с ними в неразрешимое противоречие.

### Вулканогенная серия

Вопрос о возрасте развитых в Западном Забайкалье эффузивно-осадочных толщ долгое время был предметом обсуждения. Эти толщи относились к верхнему палеозою, нижнему мезозою, средней и верхней юре. Наиболее правильное решение вопроса было предложено М. С. Нагибиной, считавшей, что эффузивно-осадочные толщи Забайкалья входят в единую вулканогенную формацию, начало образования которой относится к верхнему палеозою (низы перми), а конец — к верхней юре (Нагибина, 1951). Новые данные вполне подтвердили этот вывод.

В результате работ последнего времени было доказано, что вулканогенная формация в Западном Забайкалье тесно связана с формацией юрско-меловых угленосных моласс, что в переходной части разреза они тесно переплетаются, а затем вверх по разрезу элементы моласс постепенно приобретают относительное господство. Это обстоятельство позволяет говорить о некотором едином вулканогенно-осадочном структурно-фациальном комплексе (или серии) отложений, ограниченном снизу и сверху двумя региональными несогласиями и, естественно, сопоставляющемся с морским геосинклинальным верхоянским комплексом.

Разрез вулканогенной серии, по работам Луненка, Нагибиной и Масленникова, начинается в Западном Забайкалье толщей осадочных, эффузивных и туфогенных пород, распространенных в среднем течении р. Чикоя и непосредственно не связанных с верхнемезозойскими впадинами. Их мощность достигает 1000 м. В отдельных выходах состав толщ не вполне идентичен, но в целом характер разреза достаточно ясен. В основании на палеозойском фундаменте несогласно залегает конгломерат, состоящий из хорошо окатанных галек и песчано-глинистого цемента, иногда валунный. В составе галек отмечены порфириты и диабазы. Выше располагаются грубозернистые аркозовые песчаники, местами переходящие в граувакковые, которые затем сменяются диабазами и диабазовыми порфиритами, переслаивающимися с туфами, туфогенными породами, песчаниками и глинистыми сланцами. В верхних горизонтах преимущественно распространены кварцевые и бескварцевые порфиры и их туфы. Местами диабазы, порфириты и туфы заметно метаморфизованы. В нижних горизонтах толщ найдены морская фауна брахиопод, пелеципод, гастропод, мшанок и отпечатки растений. Возраст толщ, судя по фауне брахиопод и остаткам растений, переходный — от верхнекарбонного к нижнепермскому.

В средних частях бассейнов рр. Хилка и Чикоя при геологических съемках были описаны под разными названиями дислоцированные вулканогенно-осадочные свиты неясного, но определенно доверхнемезозойского возраста. В Бичурской, Тамирской и Кударинской гривах (западное окончание хребта Малханского) они состоят из кислых эффузивов, туфов и осадочных пород. К первым относятся фельзиты, фельзит-порфиры, порфириты, кварцевые порфиры, различные туфы и туфоконгломераты, причем местами эти породы значительно метаморфизованы (хлоритизированы, оквардованы и т. д.); ко вторым — крупноглыбовые конгломераты с галькой тех же эффузивных пород, гравелиты, аркозы, тонко-

слоистые алевролиты и глинистые сланцы, местами превращенные в кварцево-сланцевые сланцы.

Суммарная мощность вулканогенно-осадочной свиты достигает 1500—2000 м. Она смята в складки необычного для данного района северо-западного простираения с крутыми (40—50°) углами падения крыльев, нарушена разломами и прорвана малыми интрузиями сиенитов, граносиенитов и кислых лейкократовых гранитов. В 1954 г. в устье р. Тамир в сланцах этой свиты М. М. Яблоковым собраны отпечатки флоры, предварительно определенные Д. И. Ермолаевым как папоротник *Thinfieldia* sp. и гинкговое *Sphaenobaiera* sp. По мнению Е. П. Радченко и А. И. Турутановой-Кетовой, эти формы, возможно, указывают на триасовый возраст отложений.

Геологами много внимания уделялось вопросу о возрасте так называемого «мелафирового» комплекса, развитого во многих районах бассейна р. Селенги. Этот комплекс существенно состоит из порфиритов, туфов, туфокогломератов, аггломератов. Порфириты принадлежат преимущественно к нормальному типу, но имеются разности, переходные к диабазовым порфиритам и даже к диабазам. Широко распространены миндалекаменные разности. Среди основных излившихся пород могут быть выделены оливиновые и гиперстеновые разновидности, среди порфиритов — авгитовые, роговообманковые, биотитовые и плагиоклазовые. Миндалины в тех и других выполнены кальцитом, кварцем, халцедоном, хлоритом и цеолитами. Весьма характерны конгломераты, состоящие из прекрасно окатанной гальки порфиритов, гранитов и гнейсов, заключенной в прочный порфиритовый цемент. Эти конгломераты встречаются в разных частях толщи, но наиболее типичны они для верхней.

Строение порфиритовой толщи, как это удается видеть в отдельных разрезах, не отличается сложностью. Она складывается из отдельных потоков и небольшими покровами, пересеченными большим количеством порфиритовых даек. Границы отдельных вулканических тел лучше всего выявляются при наблюдении на известном расстоянии. В крупных обнажениях (как известно, в Забайкалье очень редких) видно, что мощность отдельных потоков колеблется в пределах 30—40 м. Количество и размеры миндалинов увеличиваются вблизи верхних границ потоков. На краях верхнемезозойских впадин порфириты местами интенсивно расщеплены, причем сланцеватость наклонена под значительным углом, как правило, в глубь впадин. Мощность толщи порфиритов в Хамбинском хребте и в Малом Хамар-Дабане оценивается в несколько сот метров.

Главная область распространения порфиритов — левобережье рр. Селенги и Джиды, бассейн р. Тугнуя. Хорошо известно, что малые щелочные и кислые мезозойские интрузии прорывают и метаморфизуют порфиритовую толщу. С другой стороны, имеются указания (Налетов, 1944), что галька этих же порфиритов содержится в базальных конгломератах нижнепермской вулканогенной толщи р. Чикоя. По этому поводу следует заметить, что порфириты из разных толщ Западного Забайкалья по внешнему виду и составу чрезвычайно сходны, и если, с одной стороны, они залегают на поверхности размыта джидинского кембрия и встречаются в гальке верхнепалеозойских конгломератов, то, с другой стороны, петрографически тождественные порфириты заключают в туфокогломератах гальку «самих себя».

Эффузивные толщи образуют широкие плавные складчатые структуры, местами отчетливо связанные с верхнемезозойскими впадинами, и в отдельных случаях переслаиваются с нижними горизонтами юрской

угленосной толщ. Значительный диагенез, а местами и метаморфизм порфиритов (эпидотизация, хлоритизация, окварцевание, интенсивное расщепление), по нашим наблюдениям, имеют место лишь в зонах крупных разломов и на контактах порфиритов с малыми интрузиями. В 1954 г. нами были обследованы выходы пород «мелафирового комплекса» на правом берегу р. Чикоя близ дер. Береговой (рис. 14). При этом выяснилось, что, во-первых, толща мидалекаменных (кальцитизированных и цеолитизированных) порфиритов, содержащих прослой мелкога-

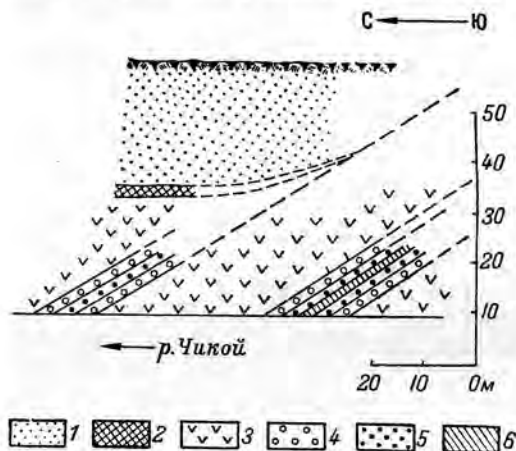


Рис. 14. Соотношения юрских и неоген-четвертичных отложений. Правый берег р. Чикоя у дер. Береговая.

1 — плейстоценовые пески; 2 — красные супеси и пески с остатками *Hippurion* (плиоцен); 3—6 — юра: 3 — порфириты, 4 — конгломераты, 5 — полимиктовые песчаники, 6 — алевролиты с *Ferganoconcha*.

леотипные основные эффузивы, близкие к диабазам и базальтам, и в той или иной мере диагенезированные порфириты, в том числе относительно молодого возраста. Вопрос осложняется тем, что между основными и средними эффузивами, заведомо более древними, чем угленосная свита, и мидалекаменными порфиритами и андезитопорфиритами, образующими покровы (а местами и силлы) в угленосной толще, необходимо поместить еще толщу кислых эффузивов (бескварцевых и кварцевых порфиров) и их туфов, ибо последние входят в виде галек в состав юрско-меловой угленосной толщ, местами непосредственно подстилая последнюю. Наконец, кислые эффузивы, а иногда и основные лавы (базальты), имеют место и в разрезе юрско-меловых фаунистически охарактеризованных отложений бассейнов рр. Худуна, Ильки и Хилка (Арсеньев и Нечаева, 1951). Итак, разделение на отдельные возрастные группы мезозойских эффузивов по их петрографическому составу, очевидно, невозможно, а выделение самостоятельного «мелафирового комплекса», состоящего из основных и средних эффузивов, ведет к явной путанице.

Нужно учесть следующие факты. Толща кислых и щелочных эффузивов, состоящая из ортофиров, кварцевых порфиров, кератофиров, трахитов и их туфов, называемая некоторыми авторами «ортофировым комплексом» и противопоставляемая более древнему «мелафировому комплексу», лежит на породах последнего, причем местами несогласно (низовья

лечных конгломератов, песчаников и алевролитов, слагаая южный прибортовой участок Хилло-Чикойской впадины, простирается вдоль и падает в глубину последней и что, во-вторых, прослой осадочных пород, лежащие между покровами «мелафиров», содержат юрскую фауну. В алевролитах здесь были обнаружены *Ferganoconcha subcentralis* Tschern., *F. curta* Tschern., *F. sibirica* Tschern., *F. cf. estheriaeformis* Tschern. (?), *Ferganoconcha* sp. (определения Г. Г. Мартинсона).

Таким образом, единого нижнемезозойского «мелафирового комплекса» в Западном Забайкалье, по-видимому, не существует; в различных частях бассейна Селенги в его состав ранее включались и па-

р. Темника). В ряде случаев отмечено прорывание порфиров кварцевыми и бескварцевыми порфирами, которые входят в свою очередь в состав галек конгломератов, подстилающих угленосную верхнемезозойскую толщу в бассейнах рр. Джиды и Селенги, и в состав обломков байкальских юрских конгломератов и имеют, следовательно, досреднеюрский возраст.

Аналогичную картину мы наблюдаем в бассейнах рр. Уды и Хилка. Здесь, по данным А. А. Арсеньева и П. М. Клевенского, широко развита мощная толща эффузивно-туфогенных и осадочных пород — песчаников, конгломератов, сланцев, объединяемых этими исследователями в цаганхунтейскую свиту мезозойского (дотургинского) возраста (Арсеньев и Нечаева, 1951). В разрезе этой свиты состав вулканогенного материала постепенно меняется: в низах преобладают порфиры и андезит-порфиры, выше — щелочные эффузивы (трахиты, кератофиры, кварцевые кератофиры, щелочные андезиты), в верхах — кислые эффузивы и их туфы (кварцосодержащие и кварцевые порфиры, стекловатые туфы, вулканические стекла). Все эти породы встречаются в гальках верхнемезозойских конгломератов. Общий разрез цаганхунтейской свиты очень хорошо сопоставляется с джидинским и хамбинским разрезами порфиритового и ортофиритового комплекса, вместе взятыми.

Из приведенных данных следует, что вулканогенная формация М. С. Нагибиной действительно обнимает толщу разного возраста (от нижнепермского до нижнемелового) и весьма разнообразного состава. Кислые, основные и средние вулканические породы и их туфы встречаются в разных частях разреза. Можно говорить лишь о преобладании тех или иных петрографических типов в разных горизонтах.

Понятие о мелафиритовом и ортофиритовом комплексе как об определенной возрастной группе не соответствует действительности. Лишь совершенно условно от сложной вулканогенной серии может быть отделена часть, непосредственно предшествовавшая образованию слоев с *Ferganoscopa* и вышележащей угленосной толщи. Последняя отвечает, очевидно, новому этапу вулканической деятельности — ее затуханию. Таким образом, нельзя провести совершенно четкой стратиграфической границы между верхами вулканогенной серии и угленосными отложениями верхнемезозойских впадин. Эффузивный вулканизм, разнообразный по типу извержений и составу продуктов, как это указывал еще В. А. Обручев, был, очевидно, свойствен Забайкалью в течение почти всей его мезозойской истории.

По исследованиям Лучицкого, Нагибиной, Арсеньева, Клевенского и др., вулканогенно-осадочные толщи распространены в Западном Забайкалье крайне неравномерно и слагают изолированные то мелкие, то крупные поля. При таком «локутном» распространении эти толщи в основном приурочены к южной части Западного Забайкалья. Они собраны в сравнительно пологие, широкие складки северо-восточного и широтного простирания и разорваны по линиям северо-восточного и широтного, реже северо-западного простирания. Довольно ясно намечается следующая закономерность: древнейшие члены вулканогенной формации в виде нижнепермской эффузивно-осадочной толщи не обнаруживают никакой связи с верхнемезозойскими впадинами.

Мощная толща кислых эффузивов западной оконечности Малханского хребта, содержащая триасовую флору, в структурном и пространственном отношении также не обнаруживает явной зависимости от этих впадин. Зато порфиритовые толщи хребтов Малого Хамар-Дабана, Хамбинского,

Цаган-Дабана, Цаган-Хунтея, Заганского, Малханского и других совершенно определенно тяготеют к современным межгорным впадинам, содержащим осадочный мезозой; их покровы местами полого наклонены в сторону последних и поднимаются в противоположном направлении на значительные высоты горных хребтов. В плане поля распространения эффузивных толщ имеют простые «складчатые» контуры. Наиболее отчетливо участие «мелафирового комплекса» в строении крыла протяженной синклиналиной структуры проявляется в Боргойско-Гусиноозерской полосе. Восточнее, в бассейнах рр. Хилка, Уды, Чикоя (хребты Цаган-Хунтея и Малханский), порфириновый комплекс или его эквивалент участвуют в аналогичной широкой и пологой складчатости.

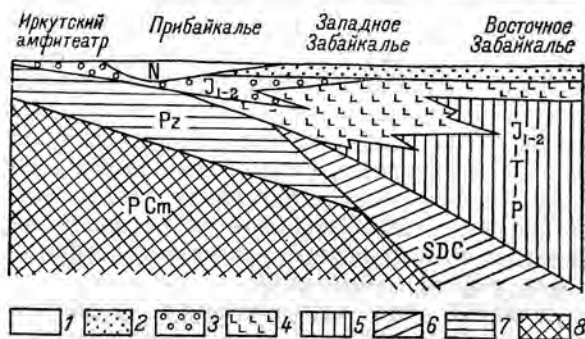


Рис. 15. Схема фациальных соотношений мезозойской вулканогенной формации с морскими и континентальными отложениями в южной части Восточной Сибири. (Правая часть чертежа заимствована у М. С. Нагибиной).

1—3 — континентальные угленосные отложения; 4 — вулканогенная формация; 5 — морские терригенные отложения; 6, 7 — морские терригенные и карбонатные отложения; 8 — метаморфические породы.

меченных выше возрастных соотношений между различными членами вулканогенной формации.

Выше указывалось, что в отдельных районах на эффузивных толщах одного состава несогласно залегают эффузивы другого состава, причем иногда без пограничного конгломерата. Это явление, очевидно, нельзя истолковывать как настоящее стратиграфическое несогласие, ибо способ формирования осадочных и эффузивных толщ принципиально различен. Наличие грубообломочных осадочных пород в эффузивных толщах Западного Забайкалья указывает на существование во время их образования гористого рельефа, а состав мезозойских эффузий в свою очередь свидетельствует о том, что обширные горизонтальные покровы возникнуть здесь не могли. Поэтому для установления крупных региональных перерывов в образовании мезозойского эффузивно-осадочного комплекса этих данных совершенно недостаточно.

Соотношения вулканогенной формации с другими комплексами Прибайкалья изображены графически на рис. 15.

Для отдельных районов Западного Забайкалья имеются описания частных разрезов мезозойских эффузивных толщ, выделено большое количество разновидностей слагающих их пород (В. А. Обручев, 1914, 1929, 1935—1938; Налетов, 1944; Иванов, 1947; Деньгин, 1929; Арсеньев и Нечаева, 1951; Нагибина, 1951). Однако для суждения о точном времени, последовательности, количестве фаз и типах извержений мы распо-

Толща андезитовых и нормальных порфиритов, содержащая мощные прослои осадочных пород с фауной *Ferganoconcha* и первыми признаками угленосности в виде тонких углистых прослоев, связана только с краевыми частями выраженных в рельефе верхнемезозойских впадин (например, Боргойской, Тугнуйской, Чикойской, Хилокской и др.). Это важное обстоятельство определенно свидетельствует в пользу на-

лагаем все еще крайне скудными материалами. Поэтому эффузивно-осадочные толщи Западного Забайкалья необходимо отнести к первоочередным объектам дальнейших исследований.

### Гусиноозерская серия

Верхняя часть эффузивно-осадочного континентального комплекса Западного Забайкалья отличается повышенной, во многих районах промышленной угленосностью и преобладанием нормально-осадочных терригенных отложений над эффузивными и туфогенными. По генетическим признакам это типичная моласса, тесно связанная своим обломочным материалом с окружающими кристаллическими массивами и содержащая изменчивое количество угленосных горизонтов. Угленосная моласса постепенно и окончательно сменяет по разрезу вулканогенную формацию. Их элементы, как отмечалось выше, местами переплетаются. Роль эффузивов и туфов вверх по разрезу убывает, местами сходит на нет, а метаморфические породы сохраняются даже в стратиграфически высоколежащих горизонтах. Известно, что угленосные отложения как Западного, так и Восточного Забайкалья приурочены к депрессиям современного рельефа, наследующим положение верхнемезозойских тектонических впадин. Им посвящена обширнейшая литература.

В начале настоящей главы отмечалось, что для наименования осадочных континентальных мезозойских отложений Забайкалья многими авторами принят термин «тургинская свита» или «тургинские отложения». Однако в литературе нередко употребляется также термин «тургинский горизонт», «тургинская фация». Серьезные возражения против объединения всех угленосных отложений Забайкалья под названием «тургинская свита» имеются в одной из последних работ Г. Г. Мартинсона (1955), однако они не устраняют необходимость общего наименования угленосных отложений Западного Забайкалья, отличающихся большей однотипностью своих структурных, фациальных и литолого-генетических особенностей. Поэтому для рассматриваемой области мы предлагаем объединение верхнемезозойских угленосных отложений в гусиноозерскую серию, ибо в сравнительно хорошо изученной Гусиноозерской впадине разрез соответствующих отложений наиболее полон.

По поводу расчленения гусиноозерской серии на самостоятельные провинциальные стратиграфические подразделения имеются различные точки зрения. Предложены разные схемы. Всеми исследователями подчеркивается индивидуальный характер литологического разреза в различных впадинах, фациальная невыдержанность слоев и пачек, а отсюда невозможность точного сравнения сводных порайонных разрезов и составления единого стандартного стратиграфического разреза для всего Западного Забайкалья.

Главная роль в составе угленосных толщ принадлежит обломочным породам — конгломератам, осадочным брекчиям, гравелитам, различным

<sup>1</sup> Впервые термин «гусиноозерская свита» был введен П. М. Клевенским в 1933 г. Им пользовались и продолжают пользоваться многие геологи и в рукописных, и в печатных работах, обозначая таким образом весь комплекс континентальных угленосных мезозойских отложений Западного Забайкалья. В изданном в 1954 г. геологическом словаре этому названию придается то же широкое содержание, причем указывается, что возраст отложений, относимых к гусиноозерской свите, различен — от нижней юры до нижнего мела. Поскольку гусиноозерская свита расчленена в свою очередь на отдельные свиты, лучше, на наш взгляд, пользоваться названием «гусиноозерская серия».

песчаникам и алевролитам. Относительно подчиненное значение имеют глинистые породы, которые по текстурным особенностям делятся на аргиллиты и глинистые сланцы. Еще меньшую роль (очень неодинаковую в различных впадинах) играют углисто-глинистые, битуминозные горючие сланцы и бурые (местами каменные) угли.

Несмотря на некоторые местные различия, отдельные литологические типы осадков гусиноозерской серии обладают во всех впадинах большим сходством, указывающим на однообразие исходного материала (кристал-

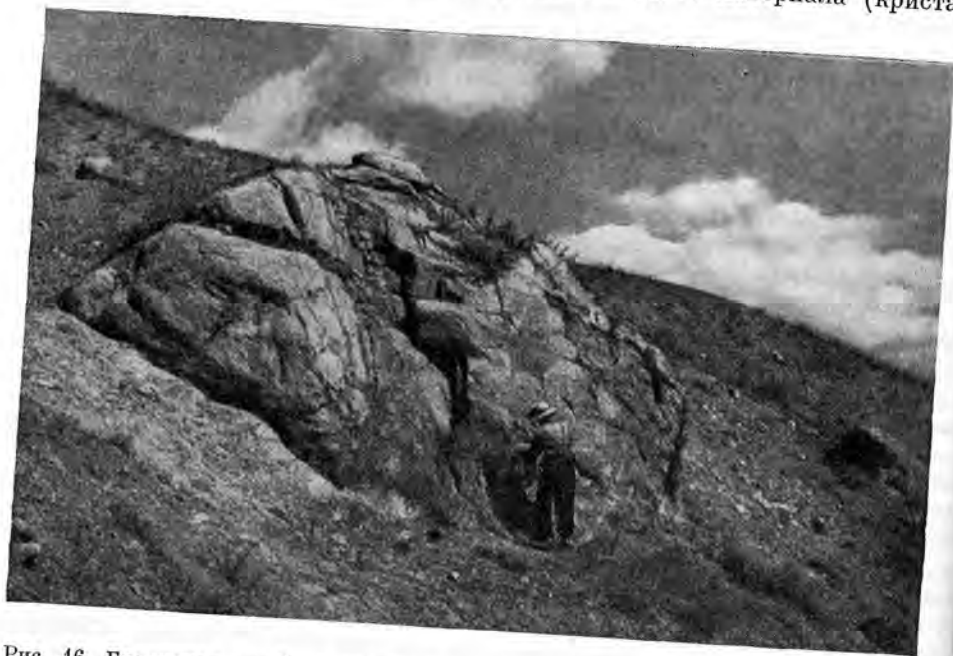


Рис. 16. Гранитная глыба в толще верхнемезозойского конгломерата. Правый берег р. Уды близ с. Первомаевка. Фот. автора.

лические породы домезозойского фундамента), условий переноса и отложения и последующего диагенеза осадков.

Конгломераты представляют собой целую гамму грубообломочных пород — от валунных и глыбовых до мелкогалечных, переходящих в гравелиты и грубозернистые песчаники, от содержащих ту или иную часть хорошо окатанных валунов и галек до конгломерато-брекчий и типичных осадочных брекчий. Весьма характерно отсутствие или слабость сортировки материала. Лучшими примерами неотсортированных конгломерато-брекчий являются фангломераты юго-восточного побережья оз. Гусиного (гора Байн-Зурхе), окрестностей г. Улан-Удэ и с. Первомаевка на правом берегу р. Уды. У Первомаевки в толщу плохо отсортированного конгломерата включены очень крупные, слабо окатанные глыбы гранитов, причем одна из них особенно поражает своими размерами: выдает 120 м<sup>3</sup> (рис. 16).

Другая особенность, наблюдаемая в многочисленных обнажениях, состоит в том, что в конгломератах заключены в том или ином количественном соотношении как хорошо окатанные, так и остроугольные обломки.

Слоистость конгломератов грубая или вообще незаметна. В составе щебня, галек, глыб и валунов всегда преобладают кристаллические породы окрестных массивов, но встречаются и экзотические обломки. Окатанность у первых всегда значительно хуже, чем у вторых. Цементация конгломератов весьма различная. Промежуточной массой, выполняющей пространства между обломками, всегда является песчаник (гравелит, дресвяник). Цемент последнего обычно глинистый, глинисто-железистый, карбонатный, редко — кремнистый. Встречаются и конгломераты на эффузивном (порфириновом) и туфовом цементе. В конгломератах местами заключены



Рис. 17. Вертикальная отдельность нижнемеловых песчаников в стенке оползня. Восточное побережье оз. Гусиного. Фот. И. В. Белова.

грубые минерализованные древесные остатки и изредка раковины крупных пелеципод.

Генетический тип конгломератов совершенно ясен. Это отложения быстрых горных рек и конусов выноса с чертами пролювия. Можно предположить обвальное происхождение очень крупных обломков из некоторых фангломератов. Явных следов переноса крупных глыб ледниками (теоретически вполне возможного) не наблюдалось. Как правило, конгломератовые толщи распространены по краям верхнемезозойских депрессий, где они залегают на кристаллическом фундаменте. В отдельных случаях (оз. Гусиное, Боргойская степь, долина р. Уды) конгломераты вдаются длинными языками в глубь впадин.

Гравелиты и песчаники переслаиваются с конгломератами и образуют мощные горизонты среди глинистых пород и угленосных горизонтов. Они также представлены разнообразными типами, но среди них преобладают массивные неслоистые или косослоистые среднезернистые песчаники с рассеянными или сосредоточенными внутри небольших линз обломками гравия, гальки и даже отдельных небольших валунов. Отдельность плитообразная, иногда очень крупная (рис. 17).

Среднезернистые песчанки слагают однородные горизонты мощностью до 30—40 м и резко отделяются от пограничных с ними алевролитов или аргиллитов. В мощных песчаниковых горизонтах наблюдается чередование косослоистых и параллельнослоистых серий (мощность первых обычно не более 2, вторых — не более 0.5 м). Имеются очень сложные



Рис. 18. Слоистость потоков в юрских полимиктовых песчаниках. Гусиноозерская впадина, устье р. Муртой. Фот. автора.

типы косой слоистости (рис. 18). Статистический подсчет, произведенный И. И. Трофимовым, показал, что большинство косых слоев на оз. Гусином наклонено, с одной стороны, от краев в глубь впадины, а с другой — на северо-восток. Большинство песчаников имеет полимиктовый и аркозовый состав; в тех районах, где в горном обрамлении широко распространены аляскитовые гранитоиды, встречаются настоящие типичные аркозы, обычно залегающие в основании осадочной толщи. Преобладают кварцево-полевошпатовые песчаники, в которых имеется та или иная примесь слюды, зерен роговой обманки, эпидота, цоизита, граната, магнетита, сфена, турмалина, циркона, обломков изверженных и метаморфических пород. Окатанность обломков различная, но преобладают плохо окатанные и остроугольные зерна.

Аркозовые песчаники имеют в составе обломочной части кварц и калие-

вый полевой шпат с примесью кислого плагиоклаза и очень редкими листочками слюды. Их обломки совершенно неокатаны и песчаники представляют, по существу, сцементированную гранитную дресву. Тем не менее они порой содержат хорошо окатанную гальку мелкозернистых гранитов, аплитов, гнейсов, кварца (западная часть Удинской впадины, бассейн р. Иволги). Имеются указания на наличие в описываемой серии кварцевых олигомиктовых песчаников (Арсеньев и Нечасва, 1951), но последние, по-видимому, являются редкостью. Туфогенные песчаники в составе гусиноозерской серии отмечены в 1937 г. П. И. Прокофьевым в Боргойской впадине и в 1951 г. А. А. Арсеньевым в бассейне р. Ильки. Нами они обнаружены в 1953 г. в Гусиноозерской впадине, где состоят

Аргиллиты и глинистые сланцы отличаются только в текстурном отношении. Первые массивны, однородны, дают мелкую остроугольную отдельность — «крошку», вторые тонкосланцеваты и при выветривании образуют тонкие плитки и пластинки. Содержат мельчайшие листочки слюды. Состоят из аморфной массы каолинита и других глинистых минералов, гидрослюды, окислов железа с примесью мельчайших обломков кварца, чешуек слюды и хлорита. В некоторых аргиллитах и сланцах содержится большое количество мелко распыленного углистого вещества, сообщающего породам темно-серую окраску (углисто-глинистые сланцы, углистые аргиллиты).

Глинистые породы наряду с алевролитами тесно связаны с угленосными горизонтами, но встречаются в разрезах и независимо от них. Они содержат обильные отпечатки растений и ту же пресноводную фауну, что и алевролиты. Аргиллиты и глинистые сланцы — отмученные осадки тихих водоемов, смешанные с органическим илом. Отметим, что значительная роль аргиллитов в составе описываемых отложений Б. А. Ивановым (1949б) отрицается, что, по нашему мнению, несправедливо. Большое значение аргиллитов в разрезе отложений Гусиноозерской впадины подчеркивает И. И. Трофимов.

Битуминозные сланцы представляют разновидность глинистых сланцев, богатую битуминозным веществом и обычно обладающую тончайшей слоистостью и соответствующей ей отдельностью («бумажные сланцы»). Они характеризуют собой обстановку застойных водоемов, богатых органическим илом планктонного происхождения, и часто содержат отпечатки эстерий, пелеципод, гастропод, насекомых и особенно мелких рыб.

Угли составляют важную (хотя и не обязательную для всех впадин) часть разрезов гусиноозерской серии, встречаются в ней в различных свитах и на разных стратиграфических уровнях (рис. 20). Мощность пластов угля колеблется от 0.1—0.2 до 50—70 м (мощные пласты Верхне-Удинской и Гусиноозерской впадин).

Строение пластов обычно сложное. Угли гумусовые, большей частью полосчатые, реже однородные, бурые или каменные. Сапропелевые разновидности имеют ничтожное развитие. В среднем каждый из рабочих (разведанных) пластов содержит 15—20 макроскопически различных паек угля. Имеются все природные разновидности полосчатых углей — фюзены, силовитрены, витрены, кларено-дюрены, фюзено-кларены и т. д. В каменных углях (газовых длиннопламенных) преобладают кларены (Баип-Гол, Тунгуй). Углям Западного Забайкалья посвящен ряд специальных работ Оттена и Преснякова, Принады, Б. А. Иванова и Плотникова. Очень ограниченное развитие в гусиноозерской серии имеют пресноводные известняки и мергели, тонкие линзовидные прослойки сидерита, лимонита, гипса.

В относительно хорошо изученных впадинах (Гусиноозерской и Тарбагатайской) прямыми наблюдениями в обнажениях и разведочным бурением установлены быстрые фациальные переходы одних пород в другие, выклинивание и расщепление угленосных пластов, локальные размывы. Песчаники нередко содержат переотложенную угольную сажу, кусочки угля, окатанные и полуокатанные обломки песчаников, заимствованные из подстилающих слоев той же толщи.

Существует три стратиграфических схемы угленосных отложений Забайкалья. Автором первой из них, М. С. Нагибиной, предложено деление «тургинской свиты» на две части: 1) нижнюю, сложенную, как правило,

грубообломочными отложениями — конгломератами, осадочными брекчиями и песчаниками и 2) верхнюю, состоящую из преимущественно тонкозернистых осадков, фациально более изменчивую. Этим двум частям разреза тургинских отложений приписывается значение отделов (Нагибина, 1946а, 1951).

Вторая схема дана Б. А. Ивановым, разделившим угленосную серию на конгломерато-песчаниковую свиту, имеющую в некоторых впадинах господствующее развитие, свиту базальных аркозов, собственно тургинскую свиту, с ее характерными бумажными сланцами и фауной, и вышележащую угленосную свиту. Каждая из выделенных свит может иметь самостоятельное развитие, а две верхние по краям впадин могут переходить в конгломерато-песчаниковую свиту. Б. А. Иванов внимательно изучил бывшие в его распоряжении данные и всю угленосную толщу отнес к нижнему мелу, признавая наряду с этим наличие в Западном Забайкалье несколько более древней — верхнеюрской толщи, состоящей из эффузивов (палеобазальтов, порфиритов, трахиандезитов) с прослоями туфов и осадочных пород, местами угленосных (Б. А. Иванов, 1949б).

Третья схема недавно предложена Г. Г. Мартинсоном, считающим, что вещественный состав отдельных частей разреза угленосных отложений Забайкалья чрезвычайно непостоянен и не может служить целям составления сводного разреза и что поэтому следует опираться только на палеонтологические данные. Отправным пунктом построений Г. Г. Мартинсона является убеждение в том, что пелециподы *Ferganoconcha*<sup>1</sup> представляют только среднеюрские формы и проникновение их в верхнеюрские, а тем более в нижнемеловые отложения не может иметь места. Остальные известные ныне фаунистические находки дают закономерную



Рис. 20. Мощный пологопадающий угольный пласт в открытом разрезе. Северный участок Гусиноозерского угольного района. Фот. автора.

<sup>1</sup> Эти моллюски, нередко находимые в угленосных отложениях Забайкалья, являются, с одной стороны, некоторой помехой в системе доказательств их нижнемелового возраста другими авторами, а с другой, вряд ли могут служить руководящими формами только для среднего отдела юры.

последовательность в возрасте угленосных отложений, разрез которых заканчивается нижнемеловыми слоями с типичной собственно тургинской фауной.

Сопоставив фауны моллюсков Восточной Сибири (Вилюйская впадина, Иркутский бассейн, Забайкалье), Западной Сибири, Китая и Монголии и обнаружив их сходство как друг с другом, так и с мезозойской европейской фауной и привлекая данные определений других мезозойских животных и растений (в том числе спорово-пыльцевые комплексы), Мартинсон предложил следующее трехчленное деление угленосной гусино-озерской серии (снизу):

1. Букачачинская свита с фауной пелеципод: *Ferganoconcha subcentralis* Tschern., *F. curta* Tschern., *F. sibirica* Tschern., *F. anadontoides* Tschern., *F. estheriaeformis* Tschern., *F. minor* Martins., *Bithynia* sp. Возраст — средняя юра.

2. Улан-гангинская свита<sup>1</sup> с фауной пелеципод: *Plicatounio lacustris* Martins., *P. turtoica* Martins., *Lamproscapha tugrigensis* Martins., *Unio grabaui* Martins., *U. elongatus* Martins., *Cyrena kweichowensis* Grab., *C. burjatika* Martins., *Unio obrutschewi* Martins., и гастропод: *Bithynia leachi* Shepp., *Lioplax reissi* Ramm. Возраст — верхняя юра—низы нижнего мела (валанжина?).

3. Тургинская свита с фауной пелеципод: *Unio johon-böhmi* Frech., *Cyrena wangshihensis* Grab., *C. transbaicalica* Martins., *C. pusilla* Reis., *C. subplana* Reis., *C. tani* Grab., *C. tarbagataica* Martins., *C. ovalis* Ramm., *C. altiformis* Grab., *C. shantungensis* Grab., *C. schumilini* Ramm., *C. sibirica* Ramm., *C. selenginensis* Martins., *C. elongata* Ramm., *C. burjatika* Martins., *C. obtusale* Martins., *C. tignensis* Martins., *C. rotunda* Martins., и гастропод: *Viviparus andraeae* Ramm., *V. fusistoma* Chi., *V. robustus* Martins., *Lioplax parva* Ramm., *L. reissi* Ramm., *Bithynia leachi* Shepp., *B. menguinensis* Grab., *Valvata suturalis* Grab., *V. piscinalis* Müll., *V. transbaicalensis* Martins., *Probaicalia gerassimovi* (Reis.), *P. vitimensis* Martins., *P. hydrobioides* Martins., *P. prinadae* Martins., *P. rammelmeyeri* Martins., *Hydrobia lacustris* Martins., *Gyraulus sibiricus* Ramm., *Physa vitimensis* Ramm., *Galba pseudopalustris* Martins., *G. obrutschewi* (Ramm.), *G. pervioides* Martins., *Radix subovata* Martins.

Выделенные свиты сопоставляются Г. Г. Мартинсоном с отдельными свитами Восточной Монголии следующим образом:

Геологический возраст (индекс)	Свиты Забайкалья	Свиты Монголии
Cr <sup>3</sup> <sub>1</sub>	Даянская	
Cr <sup>2</sup> <sub>1</sub>	Тургинская	Дзунбаинская
J <sub>3</sub> —Cr <sub>1</sub>	Улан-гангинская	Цаганцабская Шарлинская
J <sub>2</sub>	Букачачинская	Свита угленосной юры

Несомненным достоинством схемы Г. Г. Мартинсона являются подробная палеонтологическая характеристика каждой свиты,<sup>2</sup> достигнутая путем новых систематических сборов фауны, а также использование большого сравнительного материала по мезозойским фаунам других стран. Вместе с тем нельзя не отметить, что свиты Г. Г. Мартинсона лишены необходимого геологического содержания и четкие границы между ними пока не намечены.

Оценивая приведенные схемы, следует констатировать, что двухчленное деление М. С. Нагибиной было первым приближением к решению

<sup>1</sup> По названию одного из оврагов, вскрывающего на восточном побережье оз. Гусино отложения этой свиты.

<sup>2</sup> Относительно слабо фаунистически охарактеризованной в схеме Г. Г. Мартинсона является букачачинская свита, выделяемая только по моллюскам семейства *Ferganoconcha*.

вопроса; Б. А. Иванов также сделал важный шаг вперед, но, по-видимому, был не совсем прав, исключая (или ограничивая) возможность юрского возраста значительной части угленосных отложений; Г. Г. Мартинсон как палеонтолог сделал очень многое, но его схема в опубликованном виде (Мартинсон, 1955) нуждается в проверке и обосновании конкретным геологическим материалом, а возможно, и в существенных исправлениях.

Как уже отмечалось, гусиноозерская серия снизу доверху сложена однообразными породами, неоднократно повторяющимися по всему разрезу и содержащими сравнительно однотипный флористический комплекс; явных несогласий в ней не установлено. Фацциальная изменчивость слоев очень велика. В этих условиях построение сводного разреза гусиноозерской серии для всего Прибайкалья (т. е. для всех верхнемезозойских впадин) наталкивается на громадные трудности. Однако некоторые пути в этом направлении все же могут быть намечены.

Существенным моментом в разбираемом вопросе, как нам кажется, является ликвидация того разрыва, который существует между установленным стратиграфическим положением осадков Иркутского бассейна и возрастом угленосных отложений Западного Забайкалья. В самом деле, осадки Иркутского бассейна всегда относились к нижней—средней юре, а угленосные отложения Забайкалья относятся к верхней юре—нижнему мелу. Естественно поставить вопрос — насколько обосновано такое территориальное и стратиграфическое деление?

Известно, что флора из дислоцированных мезозойских отложений мелких впадин Восточного Саяна сопоставлена В. Д. Принадой с флорой из Иркутского угленосного бассейна (С. В. Обручев, 1942). Судя по новым сборам отпечатков растений О. Н. Шанюшкина и Л. И. Салопа вблизи Чарской и в Каларской впадине, угленосные отложения этих районов относятся к средней, либо в верхней юре.

Мезозойские отложения в Усть-Селенгинской впадине были Н. С. Шатским отнесены к юре еще в 1934 г. Новые исследования С. М. Замараева подтвердили их полное сходство с конгломерато-песчаниковой толщей южной окраины Иркутского бассейна (литология, условия залегания, метаморфизм, флора). Этих данных достаточно для вывода о том, что юрские угленосные отложения в Прибайкалье не ограничиваются пределами Иркутского бассейна — они проникают на юг, восток и запад далеко в глубь горных сооружений, переходят и через Байкал. Следовательно, ссылка на различные тектонические условия, в которых формировался Иркутский бассейн и межгорные мезозойские впадины Западного Забайкалья, не может ни в коей мере служить доказательством или говорить о возможности разновозрастности их отложений. Более того, как мы надеемся показать ниже, южная окраина Иркутского бассейна и угленосные впадины Забайкалья в структурном отношении развивались почти одинаково.

Убедившись в наличии юрских угленосных толщ в Западном Забайкалье, мы, по-видимому, вправе признать и известное стратиграфическое значение слоев, содержащих *Ferganoconcha*. Последние, как известно, и в Средней Азии, и в Западной Сибири (Тургай), и в Кузбассе, и в Монголии характерны только для юры (причем главным образом для лейаса) и в Забайкалье не найдены в заведомо нижнемеловых отложениях совместно с тургинской фауной. Следовательно, наличие ферганококх в самом деле довольно определенно указывает на юрский возраст соответствующих отложений Забайкалья.

Противники расчленения мезозойских толщ по пресноводным моллюскам (в особенности только по моллюскам), конечно, во многом правы. Однако было бы ошибочно отказаться от подобных попыток для тех обширных районов, в которых развиты только континентальные толщ, а ископаемая мезозойская флора оказывается не пригодной для этой цели. Другое дело, определяют ли в Прибайкалье находки ферганоконх только среднюю юру, или их присутствие в силу каких-то особых палеогеографических условий стало возможно и в отложениях верхней юры? По нашему мнению, эти пелециподы в условиях Забайкалья характеризуют лишь вообще юрский возраст соответствующих отложений.

Приходится, далее, считаться с фактом присутствия ферганоконх в слоях, слагающих нижние части разреза угленосной серии в тех случаях, когда ее верхи по комплексу фауны необходимо отнести к нижнему мелу. Подобная картина имеет место в Тарбагатайской и Чикой-Хилоской впадинах. В Гусиноозерском угленосном районе ферганоконхи проникают несколько выше по разрезу (см. описание отдельных структур) и, как это выяснилось в последнее время, имеются еще в верхней юрской толще (район пос. Тамча и др.).

Следующий вопрос, которого здесь необходимо коснуться, это о границе между верхней юрой и нижним мелом. Как известно, эта граница не уточнена ни в Забайкалье, ни в Восточной и Северной Монголии,<sup>1</sup> несмотря на проведенные в большом объеме исследования. Именно это обстоятельство давало различным исследователям возможность относить угленосную серию Забайкалья то к переходной толще между верхней юрой и нижним мелом, то к одному нижнему мелу. В большинстве геологических работ им по этой причине присваивался индекс  $J_3-S_1$ . В итоге новых фаунистических сборов Г. Г. Мартинсон также, как мы видим, отказался от установления точной, палеонтологически обоснованной границы между юрскими и меловыми отложениями.

Если взглянуть на сводный разрез какой-либо крупной впадины, заключающей и слои с *Ferganocoeloceras*, и бумажные сланцы с фауной *Lycoptera* (например, район оз. Гусино), то в нем мы также не найдем никаких отчетливых геологических границ, по которым можно было бы провести подобное расчленение угленосной толщ. Существуют, правда, намеки на размыв и внезапное поступление во впадины очень грубых конгломератов (фаций горных обвалов), но они имеют узко местное значение, тогда как нижележащие слои содержат в себе фаунистические элементы (цирены, униониды, гастроподы, кости рептилий) переходного типа.

Этому обстоятельству можно дать двойное толкование. Во-первых, в областях быстрого опускания несогласия или резкие фациальные смены осадков по разрезу, как известно, вообще сильно затушеваны или даже отсутствуют. Забайкальские впадины представляют пример такого рода опусканий. Во-вторых, южным и восточным районам Восточной Сибири вообще свойствен некоторый сдвиг во времени седиментационных и тектонических циклов. И если в Западном Забайкалье мы не везде имеем резкий скачок в развитии впадин даже между средней и верхней юрой (этот скачок очень ясно выражен в Восточном Забайкалье), то отсутствие перерыва в накоплении (а следовательно, и глубоких изменений в палеогеографической обстановке, влекущих за собой изменения или смену

<sup>1</sup> Возраст шариллинской свиты Монголии трактуется по-разному: и как верхи юры, и как самые низы нижнего мела

фаун) между верхней юрой и нижним мелом представляется совершенно естественным.

Если развитие верхнемезозойских континентальных фаун в Забайкалье в целом было, несомненно, медленным и непрерывным от средней юры до низов мела,<sup>1</sup> то отдельные впадины вступали в этот процесс в различное время, ибо сами они возникали не одновременно. Позже других, как это явствует из имеющихся материалов, возникли впадины и соответствующие им осадки и биоценозы на Витимском плоскогорье — области, относительно стабильной и втянутой в слабое сводообразование только в самом начале мела. Этот вывод подтверждается сравнительно малыми мощностями (не превышающими, по-видимому, 500 м), преобладанием тонко-

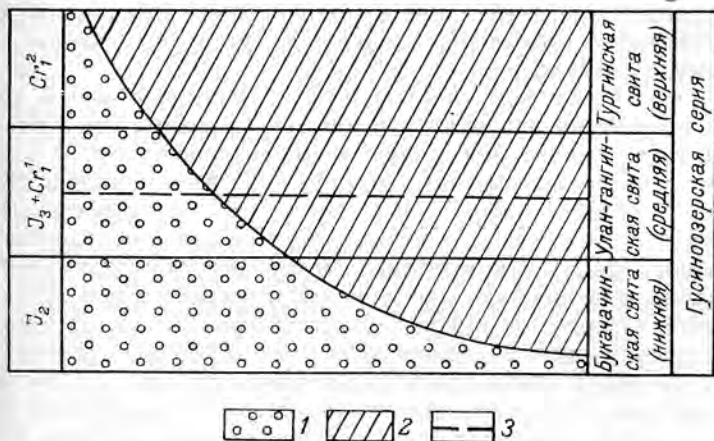


Рис. 21. Схема возрастных и фациальных соотношений верхне-мезозойских угленосных моласс в Западном Забайкалье.

1 — краевые и базальные грубообломочные отложения; 2 — песчано-глинистые угленосные и битуминозные отложения; 3 — вероятная верхняя граница вертикального распространения ферганокоих.

зернистых озерных верхнемезозойских осадков Витимского плоскогорья, неизменно содержащих либо переходную к нижнему мелу, либо только нижнемеловую фауну.

В итоге совместных обсуждений и посещений некоторых разрезов в Западном Забайкалье Г. Г. Мартинсоном и нами была сделана новая попытка составить провинциальную схему стратиграфии угленосных отложений гусиноозерской серии (рис. 21).

Нижняя угленосная свита, по предложению Г. Г. Мартинсона, названа Букачачинской по одноименной впадине, находящейся в Восточном Забайкалье, но чрезвычайно сходной с угленосными впадинами Западного Забайкалья и входящей в общую с ними тектоническую зону, «зону глыбовых структур» (Б. А. Иванов, 1949а). Фаунистический комплекс, указывающий, по Г. Г. Мартинсону, на среднеюрский возраст этой свиты, довольно беден (приведен выше). По-видимому, эта свита синхронна верхней части разреза Иркутского угленосного бассейна, и каменные (газовые длиннопламенные) угли, встречающиеся в некоторых угленосных впадинах Забайкалья, связаны, возможно, именно с ней.

<sup>1</sup> Что касается флоры, то, по мнению всех палеофитологов, она почти не изменилась за этот промежуток времени.

Иногда в ее разрезе встречаются порфириды и трахиандезиты, чередующиеся с грубообломочными породами. К этой же свите относятся мезозойские (юрские) угленосные отложения, известные в некоторых впадинах байкальского типа (Южно-Байкальской, Каларской, возможно Чарской).

Средняя угленосная свита названа улап-гангинской (по оврагу Улап-Ганга в Гусиноозерской впадине) и имеет переходный ближе пока не определимый возраст — от верхней юры к нижнему мелу. Местами она обладает повышенной угленосностью (Гусиноозерский район, Хилокская впадина), местами же представлена неугленосными песчаниками и алевролитами (Тарбагатайская впадина). Фаунистический комплекс (приведен выше) довольно беден. Роль эффузивов в Западном Забайкалье ничтожна, в Восточном — значительна (главным образом порфириды и их туфы, туффиты). Аналогов в Иркутском бассейне эта свита по-видимому, не имеет.

Верхняя угленосная свита носит старинное и прочно вошедшее в литературу название тургинской. Сохраняя это название, подчеркиваем, что в него мы вкладываем совершенно иное содержание. Раньше под тургинской свитой понимали либо весь комплекс угленосных верхнемезозойских отложений (т. е. всю нашу гусиноозерскую серию) либо среднюю часть разреза, подстилающую собственно угленосную свиту (Б. А. Иванов, 1949б). Мы выделяем ее как верхнюю часть разреза угленосной серии, содержащую характерную нижнемеловую фауну. Представляя собой завершение цикла верхнемезозойского накопления в Забайкалье, тургинская свита содержит либо многочисленные угленосные горизонты (Тарбагатай), либо бумажные горючие сланцы (р. Витим), либо то и другое вместе (Гусиноозерская впадина). Характерные фации застоющих водоемов, обширных озер, медленных рек, присущие этой свите, отражают собой замедленность тектонических движений, сглаженность первоначально гористого рельефа. Поэтому только для тургинской свиты характерны очень мощные угольные пласты (Харанор, оз. Гусиное, Верхне-Удинская впадина). Угли повсеместно бурые. В разрезах отдельных впадин присутствуют то кислые эффузивы и их туфы (Худунская впадина), то основные лавы (Зазинская и другие впадины в верховьях р. Витима).

Приведенную схему нельзя рассматривать как результат дальнейшего уточнения схемы, ранее предложенной Г. Г. Мартинсоном и основанной им только на палеонтологических данных (Мартинсон, 1955). Ею допускается лишь принципиальная возможность деления гусиноозерской угленосной серии на три свиты: юрскую, переходную от юры к нижнему мелу и нижнемеловую. Как видим, в это деление может быть вложен и определенный геологический смысл, вследствие чего оно, как нам кажется, может быть использовано в практике геологосъемочных и поисковых работ. Положительные результаты в построении твердо обоснованного стратиграфического разреза гусиноозерской серии могут быть достигнуты только в том случае, если дальнейшие стратиграфо-палеонтологические исследования будут тесно сочетаться с анализом конкретных верхнемезозойских структур Прибайкалья и сопредельных районов.

## ГЛАВА V

### КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В составе кайнозойских отложений Прибайкалья с давних пор выделялись третичные, вначале известные только на южном побережье оз. Байкал и в Тункинской впадине. К третичной системе предположительно относились также некоторые рыхлые песчано-галечные и валунные отложения Забайкалья и Восточного Саяна, отложения наиболее высоких террас Приангарья и берегов оз. Байкал, а также покровы базальтов, распространенные на высоких гипсометрических уровнях в горных хребтах Восточного Саяна и Хамар-Дабана.

В последнее время третичные отложения обнаружены во многих новых пунктах: в Восточном Саяне на р. Тиссе С. В. Обручевым, в Баргузинской впадине Ламакиным и Замараевым, в западной части Витимского плоскогорья Мирчинк и др. и в южных районах Западного Забайкалья Иваньевым и Флоренсовым. В Тункинской и Баргузинской впадинах, в устье р. Селенги и восточном крыле Иркутского угленосного бассейна третичные отложения были вскрыты глубокими скважинами треста «Востсибнефтегеология» и Иркутского геологического управления. Заново были закартированы районы развития третичных отложений в Тункинской впадине Флоренсовым и Логачевым, в Баргузинской впадине — Замараевым и Логачевым, на южном побережье Байкала — Пальшиным и Глазуновой; проведено специальное петрографическое изучение третичных отложений Прибайкалья (Саркисян и др., 1955). Были изучены новые сборы пресноводных моллюсков (Г. Г. Мартинсон), спорово-пыльцевые комплексы (М. А. Седова, Л. Н. Гутова, Э. И. Ильясова и др.), остатки диатомовых (Ж. П. Попова).

Значительный геологический и палеонтологический материал собран в эти же годы и по четвертичным отложениям межгорных впадин Прибайкалья. При этом, естественно, некоторые вопросы четвертичной геологии рассматриваемой территории получили новое освещение.

Переходим к характеристике третичных отложений.

#### 1. Неоген во впадинах байкальского типа

В недалеком прошлом третичные отложения южного побережья Байкала и Тункинской впадины относились к олигоцену (Палибин, 1936). Новые сборы фауны и флоры, а также пересмотр прежних определений возраста флористических остатков заставили изменить эту точку зрения. А. Н. Криштофович, М. А. Седова, Г. Г. Мартинсон, А. П. Жузе, И. А. Болховитинова при изучении новых палеонтологических материалов, собранных разными лицами, пришли к выводу о неогеном возрасте этих отложений. Для флористических групп, обнаруженных в от-

тое позволяет в первом приближении сопоставить третичный аллювий Витимского плоскогорья с грубообломочными позднеогеновыми отложениями байкальских впадин.

К третичному же комплексу С. Г. Мирчинк причисляет покровы базальтов, слагающих небольшие участки в долинах рр. Витима, Витимкана и Чины; главное поле распространения базальтов (центральное плато А. К. Мейстера), заключенное внутри Витимской петли, по исследованиям Арсеньева и Калининой, образовано излияниями третично-четвертичного, точнее не определенного возраста. Судя по соотношению самых молодых «долинных» лавовых потоков (иногда связанных с небольшими шлаковыми конусами) с толщей базальтовых лав, слагающих обширные водораздельные участки плоскогорья, излияния в этом районе происходили не ранее, чем в плейстоцене, вероятнее же всего — в конце плиоцена.

### 3. Неоген Селенгинской Даурии

В Западном Забайкалье третичные отложения выделялись до последнего времени совершенно условно. К ним относились преимущественно рыхлые, грубообломочные породы — фангломераты, конгломераты, галечники и пески, слагающие предгорные плащи и высокие террасовидные увалы в крупных впадинах, например Гусиноозерской, Боргойской и Чикой-Хилокской. Надо сказать, что эти отложения не везде были отделены достаточно четко от подстилающих их конгломератовых толщ верхнемезозойского возраста и в этих местах картировались недостаточно уверенно.

Исследования последних лет установили несомненное присутствие третичных отложений в Забайкалье, в двух пунктах бассейна р. Селенги. Так, в окрестностях г. Улап-Удэ на склоне горы Тологой (левый берег р. Селенги) А. П. Окладниковым были обнаружены высыпки костеносной брекчии, представляющей собой красноватую прочную породу, состоящую из карбонатного цемента, зерен полевого шпата и кварца и переполненную осколками костей позвоночных. Вскрытый нами разрез показал, что обломки костеносной породы входят в состав коры выветривания красных палеозойских гранитов, представленной красными щебнистыми суглинками небольшой мощности (около 3 м). Последние покрываются плейстоценовыми песками и супесями, охарактеризованными богатой фауной позвоночных и слагающими верхи 40-метровой террасы р. Селенги (рис. 23). Из обломков костей в желваках плотной породы Л. Н. Иваньевым реставрированы и определены: *Marmota* sp., *Felis tigris* gen. sp., *Egoidea* (анхитерий или гиппарион), *Giraffidae* (мелкая жирафа), *Gazella* sp., *Cervus* sp. — типичный неогеновый комплекс. Фауна подобного состава, по мнению М. И. Беляевой, обитала в условиях саванн.

Второй пункт находки фаунистически охарактеризованных третичных отложений находится на южной окраине Чикой-Хилокской впадины при ее пересечении р. Чикоем, на правом берегу последнего (близ дер. Береговой). Здесь в глубоком овраге нами обнаружен следующий разрез (снизу):

1. Красно-бурые миндалекаменные порфириты, включающие горизонты конгломератов, песчаников и глинистых сланцев с фауной ферганокоих (средняя—верхняя юра); видимая мощность порфиритов . . . . . 2 м
2. Красновато-желтый мелкозернистый песок с неясной горизонтальной слоистостью . . . . . 5,5 м

- |   |        |
|---|--------|
| 3. Красный мелкозернистый слюдистый песок с мелкой щебенкой порфирита, древесного угля и известковых журавчиков, с тонкими слоями погребенной почвы. В этом слое найдены кости третичных животных . . . | 2 м    |
| 4. Красная песчанистая глина с осколками костей животных . . .  | 0.25 м |
| 5. Желтый мелкозернистый песок . . .  | 1.0 м  |
| 6. Гумусированный песок, современная почва . . .  | 0.5 м  |

Судя по соседним обнажениям, четвертый слой покрывается мощной толщей четвертичных песков.



Рис. 23. Юго-западный склон горы Тологой. Сорокаметровая терраса р. Селенги (левая часть снимка). У подошвы склона горы выходы палеозойских гранитов. Фот. автора.

В красноцветных отложениях третьего слоя найдены и определены Л. Н. Иваньевым: *Hipparion* sp., *Rhinoceros* sp., *Gazella cf. paotehesis*. Эта фауна может быть довольно уверенно отнесена к плиоцену.

Таким образом, находки неогеновой фауны в Забайкалье в обоих случаях приурочены к маломощным песчано-глинистым красноцветным отложениям, залегающим в основании мощной толщи плейстоценовых песков. По составу фауны и литологическим особенностям эти отложения весьма напоминают гиппарионовые красноцветные отложения Монголии, Китая, Прииртышья, Центрального Казахстана и восточного склона Урала, описанные Е. И. Беляевой (1937), Ли Сы-гуаном (1952), А. В. Маракуевым (1954) и Е. М. Великовской (1955). В Забайкалье они формировались, очевидно, в условиях тектонического затишья и генетически представляют собой образования, близкие к коре выветривания.

В центральных частях отдельных забайкальских впадин в последние годы бурением вскрыты мощные аллювиальные галечники, пески и глины, выполняющие глубокие русла, а местами (в Боргойской впадине) и более

обширные углубления, типа молодых прогибов. Материалы бурения в настоящее время находятся в обработке, но уже достаточно ясно, что аллювиальная толща мощностью 70—80 м и более залегает с резким несогласием на верхнемезозойских отложениях, выполняющих впадины, и относится к какому-то более позднему, вероятно неогеновому, циклу накопления.

Наконец, во многих впадинах Забайкалья на ограниченных участках встречаются покровы базальтов и трахибазальтов, местами анальцимовых базанитов и тешенитов, причем последние в Худунской и Боргойской впадинах слагают лакколитообразные тела. Отношения этих эффузивных и гипабиссальных тел к заведомо третичным отложениям еще не вполне ясно. С. М. Замараев отмечает, что обломки тешенитов входят в состав древней аллювиально-пролювиальной толщи, выполняющей глубокий краевой прогиб в Боргойской впадине. Однако возраст этой толщи пока не установлен. Что касается типичных покровов базальтов, то они, по-видимому, сформировались раньше толщи плейстоценовых песков, широко распространенных в центральных районах Селенгинской Даурии, и предположительно могут быть отнесены к неогену. Косвенным подтверждением этого может, как нам кажется, служить отсутствие прямой связи базальтовых покровов с отрицательными формами современного эрозионного рельефа.

Подводя итог краткому обзору третичных отложений в Прибайкалье, нельзя не отметить, с одной стороны, определенного сдвига в их изучении за последние годы, а с другой — большую отрывочность и неполноту материалов. Вместе с тем следует подчеркнуть, что общие черты палеогеографии неогена уже начинают вырисовываться; при этом в истории неогена как будто удается не только наметить две эпохи, различные по условиям накопления, но и нащупать, в первом приближении, их следы во всех крупных районах Прибайкалья.

#### 4. Отложения четвертичного периода

Накопление плейстоценовых отложений в Прибайкалье протекало в условиях, установившихся еще в конце плиоцена. Поэтому граница между поздненеогеновыми и плейстоценовыми отложениями на рассматриваемой территории либо вообще не улавливается, либо недостаточно отчетлива. За основную границу, как нам кажется, можно принять верхний предел распространения непереотложенной пыльцы тсуги — растения сравнительно теплолюбивого. Пыльца тсуги является постоянным компонентом всех спорово-пыльцевых комплексов третичных отложений, тогда как пыльца прочих теплолюбивых растений не отвечает этому условию. Количество пыльцы тсуги неуклонно убывает вверх по разрезу неогена, пока, наконец, она не исчезает вовсе. В Тункинской впадине предел ее распространения совпадает с кровлей туфогенно-осадочной свиты и, следовательно, отмечен изменением литологии отложений.

В кайнозойских сериях впадин байкальского типа низы четвертичных отложений, связанные непрерывной аккумуляцией и фацальной обличью с верхнетретичными, фаунистически не охарактеризованы. О четвертичном этапе накопления осадков можно вполне уверенно судить лишь начиная с эпохи оледенения, когда на всей рассматриваемой территории прочно утвердился «мамонтовая фауна». В западной части СССР и Западной Сибири последняя, согласно В. И. Громову (1946), оби-

выраженными прогибами, примыкающими к Тункинскому сбросу и словно растущими навстречу друг другу. В этом явлении естественно видеть незавершенную изоляцию Еловского отрога от Тункинских гольцов, обусловленную замедлением движений по продольному сбросу на примыкании отрога к гольцам.

В недавно опубликованной статье мы отмечали, что в структуре Тункинской впадины разломы и прогибы играют одинаково важную роль и что при попытке отнесения впадины к тому или иному структурному типу они должны учитываться равным образом (Флоренсов, 1954а). Из приведенного описания явствует также, что сбросы и прогибы в Тункинской впадине не только присутствуют совместно, но и тесно взаимосвязаны и сопряжены друг с другом. Формально Тункинская впадина может быть квалифицирована как сочетание несимметричной синклинали со структурой одностороннего рифта. Если же глубже вникнуть в пространственные и генетические связи ее внутренних элементов, то будет правильнее говорить о сложной комплексной структуре, в которой развитие общего линейного синклинали прогиба в течение всего неогена и антропогена контролировалось древним разломом лишь в самых общих чертах. Отчетливая складчатость неогеновых отложений на краях впадины принадлежит к явлениям регионального порядка, выходящего за рамки одной Тункинской впадины, и свидетельствует о компрессии, не совместимой с обстановкой рифта.

Баргузинская впадина при общей длине в 200 км охвачена новейшими исследованиями примерно на 3/5 своей площади. Юго-западное замыкание впадины образовано поперечно-диагональной перемычкой — Шаманским отрогом, северо-восточное — соединением Баргузинского, Икатского, Северо- и Южно-Муйского хребтов. В ее створе на юге расположены Усть-Баргузинская, а на севере — Амутская впадины.

На кристаллическом протерозойском основании в пределах Баргузинской впадины залегает кайнозойский покров, состоящий из кластогенных слабо диагенезированных отложений (рис. 39).

Строение фундамента в ближайшем горном обрамлении впадины довольно просто. По данным Аверьянова и Логачева, склоны хребтов сложены гранитами, включающими мелкие остатки кровли протерозойских слоистых толщ, главным образом мраморов. Лишь на окончании Сахулинского отрога и далее на северо-восток парапорды протерозоя — мраморы, кальцифиры, диоксид-роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы — занимают видное место в строении Баргузинского хребта. Здесь они собраны в систему крутых, опрокинутых к юго-востоку складок. Остатки протерозойских толщ не воспроизводят целостных складчатых форм, но указывают на их интенсивность, узость и северо-восточное простираание. Складки древней толщ или совпадают с ориентировкой впадины, или составляют с ней острый угол (10—30°).

Состав фундамента под кайнозойским покровом аналогичен наблюдаемому на поверхности; все достигшие фундамента колонковые скважины в юго-западной части впадины врезались в граниты и только роторная скважина у сел. Могойто (т. е. примерно на широте появления слоистых толщ в горной раме) на глубине 1402 м встретила биотитовые и биотит-пироксен-амфиболовые гнейсы, в которых и была остановлена.

Горное обрамление и основание кайнозойского покрова в южной части впадины имеют одинаковый состав. Поэтому физические параметры

фундамента (гравитационные, магнитные) весьма грубо могут быть приняты постоянными<sup>1</sup> на известную глубину. Если это справедливо, то характере геофизических полей в известной мере должны быть отражены особенности глубинного рельефа впадины.

В целом Баргузинская впадина, по данным Засыпкина, представляет собою отрицательных гравитационных аномалий. Ввиду совпадения стратиграфических и магнитных данных целесообразно ограничиться рассмотрением первых, ибо они наиболее интересны для понимания структуры впадины.<sup>2</sup> Внутри последней на фоне отрицательного поля выявлен ряд локальных аномалий, совпадающих с крупными аллювиальными равнинами (рис. 40).

Так, в южном Джидаканском гравитационном минимуме изоаномалы очерчивают субмеридиональную мульду. После короткого перепада, которому в плане соответствует Сувинский песчаный массив (куйтун), в середине изометричного Усть-Миндаевского минимума значения  $g_a$  снова убывают. Второстепенный Улап-Бургинский минимум вытянут в сторону одноименной впадины и намечает тем самым ее слияние с главной структурой. К северо-востоку  $g_a$  абсолютно возрастает.

На участке Нижнего куйтуна изолинии облекают крупный выступ фундамента, являющийся подземным продолжением Аргодинского отрога. За р. Аргодой находится наиболее значительный минимум, который соответствует максимальному прогибу фундамента, где мощность кайнозоя достигает 2000 м. Гравитационное поле становится расплывчатым; им очерчивается почти изометричный прогиб под обширной центральной равниной.

К северу от сел. Могойто гравитационное поле изучено слабо, но, по отрывочным наблюдениям, все же можно наметить выше устья р. Гарги пятый минимум, над которым также располагается аллювиальная равнина.

Увеличение отрицательных значений силы тяжести вдоль впадины и местные аномалии на этом фоне находятся в прямой зависимости от общего погружения фундамента и его частных углублений, с которыми связаны максимальные мощности кайнозойских осадков. Гравимагнитные минимумы и отвечающие им прогибы отчетливо сдвинуты в сторону Баргузинского хребта.

В разрезе кайнозойского покрова Баргузинской впадины Замараевым и Шароновым выделены три свиты. Нижняя представлена различными, в том числе каолиновыми и диатомовыми, глинами, алевролитами с прослоями углей, песками, песчаниками, реже гравелитами и сохраняет постоянство состава по всей впадине, легко опознаваясь в колонковых скважинах и обнажениях у подножия Икатского хребта. За ней также может быть закреплено название «угленосной» свиты, хотя в целом ее угленасыщенность ниже, чем в других впадинах. К тому же угли здесь большей частью тяготеют к верхам свиты, залегая над диатомовыми глинами, но встречаются и в толще последних, и ниже по разрезу. Возраст отложений, судя по составу спорово-пыльцевых комплексов,

<sup>1</sup> Не учитывая наложенных явлений, например «разрыхленности» фундамента в ослабленных зонах; введение таких поправок пока невозможно.

<sup>2</sup> Предпочтительнее рассматривать относительные геофизические величины, поскольку они тесно увязываются с геологическими данными. Определений абсолютных глубин (вертикальное электророндирование и сейсмопрофилеирование), по-свидению опытный характер, мы касаться не будем.

миоплиоцен. Несмотря на фаціальное однообразие, мощность свиты растет к центру впадины, достигая в Аргодинском прогибе 600—700 м.

Вышележащая свита состоит преимущественно из плохо сортированных песков с примесью гальки и гравия, реже алевролитов и глин и почти лишена скоплений органогенного материала в виде обособленных пластов диатомитов и углей. В ней зато резко возрастает содержание песчаногравийного материала. По направлению к Баргузинскому хребту мелкообломочные отложения этой свиты замещаются грубыми песками, гравелитами и даже галечниками. Возраст отложений, судя по их промежуточному положению между нижней свитой и заведомо четвертичными отложениями, верхний плиоцен—постплиоцен.

Для осадков рассматриваемой свиты, как и для соответствующих частей кайнозойского разреза Тункинской и Южно-Байкальской впадин, характерно повышенное содержание гидроокислов железа в виде пятен, неправильных стяжений и конкреций лимонита. К кровле свиты ожелезнение слабее и эта часть разреза может сопоставляться с туфогенно-осадочной свитой Тункинской впадины.

Низы верхней, плейстоценовой, песчаной свиты, литологически не отделимые от осадков подстилающей свиты, не содержат заметных скоплений аутигенного лимонита. В целом же четвертичные параллельно- и косослоистые пески с примесью гравия, галечников и валуников отличаются от осадков подстилающей свиты ничтожным содержанием глинистых прослоев (Саркисян и др., 1955). Экологические особенности заключенной в них «арктической» фауны позвоночных, холодолюбивых моллюсков и диатомовой флоры свидетельствуют о накоплении в суровых климатических условиях. Состав и строение песков при этом показывают, что для объяснения их происхождения не применима идея ни байкальской межледниковой ингрессии (Ламакин, 1952б, 1955а), ни какого-либо иного крупного озерного бассейна (предположение С. М. Замараева). Как указывалось выше, литологически однообразные и мощные (до 400—500 м) плейстоценовые пески являются лимно- и флювиогляциальными отложениями внутреннего прогиба впадины.

Новейшие отложения — песчано-илистый аллювий, озерные пески, солонсые и гниlostные илы, соли и торф — приурочены к области центральной аллювиальной равнины. В предгорьях они замещаются аллювием и пролювием наземных дельт и тесно переплетаются с комплексом предгорных древнечетвертичных отложений. Участки новейшего накопления осадков соединены между собой лентами поймы р. Баргузина и составляют полосу, смещенную к Баргузинскому хребту.

В структурном отношении Баргузинская впадина во многом напоминает Тункинскую, но имеет и свои особенности. Рассмотрим вначале разрывы, наложенные на докембрийское основание.

Баргузинский сброс является, как видно на схеме (рис. 40), сочетанием четырех отдельных разломов, кулисообразно сгруппированных вдоль подножия Баргузинского хребта. Самый южный из них тянется вдоль подножия хребта почти прямолинейно на расстоянии около 33 км. У сел. Улюн его амплитуда сокращается и далее, по С. М. Замараеву, полностью затухает, но на смену ему появляется второй, параллельный разлом. Между сближенными «концами» этих двух разломов расположены Улюнская впадина и сопряженный с нею отрог. Следуя вдоль края впадины на расстоянии около 50—55 км, вплоть до сел. Хонхино, второй сброс образует по простиранию слабые изгибы. Близ названного селения внутрь впадины выдвигается короткий выступ фундамента с резко расчлененной

поверхностью, связанный, по-видимому, с такой же кулисообразной комбинацией разрывов. При этом происходит разделение второго разлома на две ветви, одна из которых уходит под осадочный покров, а другая в виде серии мелких смещений и трещин соединяется с третьим разломом. Последний прослеживается по выходам тектонитов от р. Курумкана до сел. Сахули на расстоянии около 20 км. Этот почти прямолинейный разлом, подобно двум первым, затухает вблизи поперечного разлома, идущего по руч. Бохай.

За р. Шаманкой происходит новая, третья по счету, замена одного сброса другим, причем между ними здесь также находится короткий и тулой выступ докембрия — Сахулинский отрог. Отсюда тянется до самого замыкания впадины четвертый разлом длиной около 80—90 км.

Вдоль серии баргузинских разломов соприкасаются однородные массивные граниты; только в южном отрезке четвертого разлома, на правом склоне долины р. Шаманки с гранитами Баргузинского хребта контактируют слоистые мраморы и кальцифиры южного (опущенного) крыла, отделенные от гранита толщей тектонитов.

Мощность зон тектонитов в подножии Баргузинского хребта колеблется от нескольких десятков до сотен метров. Эти зоны состоят из тектонических брекчий и типичных милонитов с зеркалами, штрихами и бороздами скольжений. Замеры поверхностей скольжения показывают их крутое (65—85°) падение к юго-востоку, реже обратное. По-видимому, поверхности разрывов круто (до 80°) падают в сторону впадины. В глубь хребта дробление и катаклиз в целом слабеют и типичные брекчии постепенно сменяются некатаклизированными гранитами. Милониты цементируют куски брекчии, либо составляют самостоятельные сложно деформированные линзы 3—5 м шириной и 20—30 м длиной. При перекристаллизации гранитных милонитов возникли низкотемпературные новообразования кварца, халцедона, эпидота, серицита и хлорита, а в тектонитах мраморов и кальцифиров — тонкие ветвящиеся жилки полигенерационного кальцита. Установлен многоактный бластез и катаклиз раздробленной и перетертой ткани милонитов, при которых древние бластомилонитовые структуры сохраняются в виде реликтов в новой бластомилонитовой, бластокатакластической или просто катакластической структуре.

Достоинны особого внимания совершенно рыхлые массы белой тектонической «муки трения», насыщенной угловатыми обломками гранита и его минералов. Подобная «мука» известна из обнажений в зоне третьего сброса близ сел. Сахули. Наличие ее весьма вероятно и по линиям других разломов.

В зоне второго сброса С. М. Замараевым отмечены явления «залечивания» кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, иногда довольно протяженными и мощными. Некоторые кварцевые жилы, по мнению этого исследователя, образованы высокотемпературными растворами. Он же указывает на пространственную и генетическую связь с этим разломом даек молодых порфиров, кварцевых порфиров, аплитов и даже мелкозернистых биотитовых гранитов. Если такая связь действительно существует, то она свидетельствует, по мнению Замараева, о догретичном, вероятно мезозойском или более раннем, возрасте разлома.

Прерывистый характер баргузинских сбросов указывает на значительные колебания их амплитуд. Максимальные величины смещений, несомненно, превышают 500 м, достигая местами, по-видимому, 700—800 м. Размах же взаимных перемещений блоков с движениями противополож-

ного знака может оцениваться цифрой 3300—4000 м без поправки на изгиб и денудационный срез. Признаками недавних движений по зинскому сбросу являются разрывы морен и последних движений территории, не затронутая цементацией «мука» трения. С деятельностью сброса по-видимому, связаны также местные землетрясения, цепочки горных холодных минеральных источников.

Сказанного достаточно, чтобы убедиться в ведущей роли сброса Баргузинского сброса в современной структуре северо-западного впадины.

На противоположном крыле, т. е. на склоне Икатского хребта, кайнозой и докембрия в плане отличается весьма сложной конфигурацией; граница осадочного покрова многократно отгибается и искривляется в ту или иную сторону. На это обстоятельство первый обратил внимание В. В. Ламакин, справедливо оценивший его как показатель нормального залегания кайнозоя на кристаллическом основании. Пологое пологое Икатского хребта между селениями Алга и Бодон тем же исследованием объяснено сводовым изгибом, осложненным со стороны впадины разрывами (Ламакин, 1955а).

Действительно, для юго-восточного крыла Баргузинской впадины крупные сбросы не характерны и во всяком случае не они определяют соотношения осадочного покрова с докембрийским фундаментом. Сформированный еще А. С. Кульчицким крупный сброс вдоль р. Улан входит в состав самостоятельной миниатюрной Улан-Бургинской впадины, которая, по данным Замараева, во многом подобна типичным представителям байкальских впадин. Юго-западное продолжение разрыва скрыто под плейстоценовыми песками Нижнего куйтунского судья по характеру гравитационного поля, сброс здесь все еще сохраняет значительную амплитуду, ограничивая подземный выступ Аргодинского отрога. Склон последнего, обращенный к главной впадине, не имеет выраженных разрывов. Лишь при изучении аэроснимков в однообъектном поле удается заметить ряд мелких уступов и эрозивных борозд, группирующихся в единую линию северо-восточного простирания. По всем признакам эта линия соответствует небольшому сбросу, кающему тело Аргодинского отрога на значительном (до 3—5 км) расстоянии от кайнозойского покрова. Сброс ориентирован вдоль отрога и выходит на севере р. Аргоды, где им обусловлен изгиб ее долины.

Севернее долины р. Гарги повсеместно установлено нормальное залегание кайнозойского покрова на граниты Икатского хребта. Наиболее плавно и местами незаметно поверхность докембрийского фундамента сливается с плейстоценовыми песками и постепенно исчезает в них. На аэроснимках в этом районе намечается система прерывистых трещин, собранных в пучок трещин северо-восточного простирания, расходящихся к юго-западу и вскоре скрывающихся под осадочным покровом. Трещины эти определяют перистое строение верховий ряда небольших ручьев (Буйсхан, Арзогун и др.). На северо-востоке трещины сливаются с другим, примыкая к окончанию крупного разлома, ясно видимого на аэроснимках. Последний сопровождается впадиной на коротком (8—10 км) расстоянии вдоль р. Шельбонги, после чего уходит в Икатского хребта. Видимая на снимках протяженность разлома составляет 30 км. Рельефные уступы вдоль него отсутствуют. Важно подчер-

<sup>1</sup> Максимальные и минимальные отметки фундамента достигают соответственно +2600 и -1200—1400 м.

что, будучи ориентированным косо ( $15-20^\circ$ ) к простиранию Баргузинской впадины, разлом не отражается заметным образом на ее структуре. Что же касается примыкающего с юга пучка прерывистых трещин, то они намечают какую-то ослабленную зону склона Икатского хребта, возможно, свидетельствуя о затухании вышеописанного протяженного разлома.

Наконец, некоторые исследователи предполагают существование небольшого сброса у подножия Икатского хребта у с. Суво (Ламакин, 1955а и др.). Они связывают с этим сбросом термальные источники и минеральное питание группы Алгинских соленых озер.

Приведенный обзор исчерпывает данные по разрывной тектонике склона Икатского хребта, обращенного ко впадине. Последний представляет, без сомнения, крыло пологого сводового поднятия, ибо все главные свойства рельефа и прямые геологические наблюдения свидетельствуют о плавном изгибе кристаллического фундамента, осложненном на отдельных, как правило, коротких отрезках небольшими разрывами. Разрывы не контролируют границ кайнозойского покрова, часто обходят их, не считаясь с очертаниями главной структуры.

На плавное погружение фундамента под осадочный покров, по мнению Засыпкина и Булмасова, указывают и данные геофизики. При этом, судя по данным грави- и магнитометрической съемки, ложе впадины имеет асимметричный профиль: от Баргузинского хребта к центру впадины оно погружается быстрее, нежели с противоположной стороны. Поэтому ось прогиба и соответственно зона максимальных мощностей кайнозоя смещена в сторону Баргузинского хребта. По тем же данным, наклоны ложа осадочного покрова в северо-западном крыле прогиба оцениваются в  $13-17^\circ$ , а в юго-восточном  $10-15^\circ$ .

На фоне общего асимметричного изгиба во впадине развиты формы второго порядка — частные прогибы и сопряженные с ними своды. Начнем их описание с самой южной — Алгинской структуры. В. В. Ламакин, отметивший связь третичных алгинских отложений с отрицательной формой фундамента, считал ее за древнюю эрозионную падь, южное окончание которой в результате позднейшего тектонического перекоса оказалось опущенным под четвертичные отложения. Однако С. М. Замараев, основываясь на данных бурения и картирования, считал возможным рассматривать эту форму как результат изгиба. Плиоценовые пески и глины, залегающие на коре выветривания, выходят на поверхность в западном ее крыле у подножия короткого, острого Алгинского отрога. Внутрь Алгинской впадины они наклонены под углом  $10-15^\circ$  и в общем согласуются с наклоном поверхности кристаллического ложа. На противоположной стороне третичные отложения прикрыты четвертичными и характер их взаимоотношений с фундаментом остается неясным, по тем не менее С. М. Замараев полагает, что изгибание поверхности фундамента несомненно и здесь.

Алгинский отрог, отделяющий Алгинскую второстепенную впадину от главного прогиба, естественно, был сочтен Шаровым и Замараевым за антиклинальный перегиб фундамента. У одноименного озера его окончание после довольно резкого излома профиля исчезает под четвертичными наносами. Подземное продолжение отрога улавливается колонковым бурением внутри главного прогиба между рр. Суво и Иной. Мощности неогеновых и четвертичной свит здесь сокращены вдвое, а сами свиты занимают более высокое гипсометрическое положение, чем по обоим сторонам отрога. Все это свидетельствует о том, что Алгинский отрог

является сводом второго порядка, сопряженным с соизмеримой одноименной впадиной. Меридиональные алгинские изгибы ориентированы косо по отношению к главной впадине.

Другой второстепенной впадиной, в которой участвуют и выходят на поверхность неогеновые отложения, является Бодонская. По мнению С. М. Замараева, она вполне аналогична Алгинской и отличается от нее лишь своими значительными размерами и полной параллельностью главной впадине. На простирании вытянутой Бодонской впадины расположена миниатюрная, удлиненная аналогичным образом Ясская впадина.

Наиболее крупные из второстепенных изгибов — Улан-Бургинская впадина и сопряженный с нею свод Аргодинского отрога — формально обладают всеми особенностями, присущими крупным впадинам байкальского типа.

Сигарообразная Улан-Бургинская впадина в виде «залива» Баргузинской проникает в глубь Икатского свода на 30 км, имея максимальную ширину 6—8 км. Ее днище выполнено четвертичными песками, ниже которых, вероятно, залегает неоген.

Аргодинский свод, ответвление Икатского, вместе со своим подземным продолжением имеет в длину около 40—45 км. Срединная его часть представляет узкий горст, развившийся из свода.

Другая второстепенная впадина — Улюнская — расположена между двумя сбросами и, несомненно, ими обусловлена. Со стороны Улюнского отрога, по Замараеву, разрывы в этой впадине не установлены, что сближает ее в структурном отношении с Улан-Бургинской. Днище этой впадины закрыто грубыми предгорными и ледниковыми отложениями.

Выше отмечалось, что к северу от долины р. Гарги граница кайнозойского покрова и докембрийского фундамента весьма извилиста. Краевая часть впадины здесь состоит из чередующихся песчаных заливов и гранитных мысов. Те и другие вытянуты на северо-восток под углом к общему простиранию впадины, но совпадают с ориентировкой многочисленных трещин фундамента. Эти заливы и мысы совершенно четко сопряжены и линейно сгруппированы. Здесь, вне всякого сомнения, имеет место линейно построенный рельеф, когда-то закрытый флювиоглациальными песками и галечниками, а теперь, при новейшем поднятии крыла Икатского свода, частично «откопанный». Обращает на себя внимание параллельность этих мелких морфологических элементов рассмотренным второстепенным структурным формам, тектоническая природа которых несомненна, а также системе трещин, тянущихся ко впадине со стороны Икатского хребта. Все это указывает на тектоническую первооснову отмеченных мысов и заливов, хотя их нельзя, по-видимому, отождествлять с линейными складками фундамента.

Многочисленны и ярки в Баргузинской впадине признаки новейших движений. Мы остановимся лишь на вопросе о происхождении крупных песчаных внутренних массивов «куйтунов». Первым с тектонических позиций их пытался рассматривать В. В. Ламакин, считавший «куйтуны» антиклинальными поднятиями, подобными Ушканьему порогу в средней части Байкала. Н. А. Логачев и С. М. Замараев возражали против такого понимания происхождения песчаных массивов.

Современные очертания «куйтунов» не отвечают истинному расположению поднятий фундамента, так как на их тектоническую основу непрерывно накладывались эрозионные и другие процессы. Можно полагать, что лишь в местах сопряжения «куйтунов» с зонами новейшего оседания морфологические границы служат одновременно границами

дельных разрезах, были при этом указаны более узкие возрастные рамки. Так, по заключению А. Н. Криштофовича, флора, собранная С. В. Обручевым в глинистых угленосных отложениях низов базальтовой толщи на р. Тиссе (Центральное плоскогорье Восточного Саяна), скорее всего верхнетретичная, не моложе миоцена (С. В. Обручев, 1946б).

Отложения низов Тункинской третичной толщи, по мнению М. А. Седовой, имеют тот же возраст. Миоценовый спорово-пыльцевой комплекс, по Л. Н. Гutowой, характеризует третичные угленосные отложения юго-восточной окраины Иркутского угленосного бассейна. С другой стороны, по-видимому к плиоцену должны быть отнесены красноцветные отложения бассейна р. Чикоя, содержащие остатки гиппариона (Иваньев и Флоренсов, 1958). Г. Г. Мартинсон, изучавший остатки пресноводных моллюсков из кайнозойских отложений байкальских впадин, считает, что эта фауна может быть разделена на две крупные возрастные группы, соответствующие миоплиоцену и плиоцену—плейстоцену. Промежуточных звеньев между этими группами не найдено, а наметить более мелкие подразделения внутри групп не удается (Мартинсон, 1951).

К сожалению, в составе неогена отдельных кайнозойских впадин отсутствуют объединяющие палеонтологические элементы. Так, например, миоцен-нижнеплиоценовая группа моллюсков известна только из нижних горизонтов Южно-Байкальской впадины, в то время как в ближайших впадинах низы неогеновой толщи палеонтологически не охарактеризованы. Наоборот, плиоцен-четвертичная фауна моллюсков, обнаруженная в Тункинской и Баргузинской впадинах, на побережье Байкала, по существу, неизвестна. Поэтому единственным объединяющим элементом все же остаются палеоботанические материалы. Очень большое значение в рассматриваемом вопросе имеют, конечно, геологические черты неогеновых толщ, общие для всех изученных впадин байкальского типа.

В общем виде спорово-пыльцевые спектры кайнозойских отложений Прибайкалья отражают картину неуклонно убывающей роли теплолюбивых широколиственных родов от основания к верхам разрезов. Наиболее низким горизонтам неогена свойственно довольно высокое (местами до 55%) содержание пыльцы листопадных теплолюбивых представителей родов *Corylus* (лещина), *Carpinus* (граб), *Juglans* (орех), *Carya* (гикори), *Pterocarya* (лапина), *Fagus* (бук), *Quercus* (дуб), *Castanea* (каштан), *Ulmus* (вяз), *Zelkova* (дзельква), *Rhus* (сумах), *Acer* (клен) и *Tilia* (липа). Нередко в такие спектры вкраплена пыльца представителей типичной субтропической растительности — миртовых, магнолий, падуба, тисса, причем преобладает пыльца миртовых (до 8% в отдельных пробах).

Дальнейшая эволюция растительности на территории современного Прибайкалья, судя по изменению состава спорово-пыльцевых комплексов, протекала под знаком постепенного вытеснения представителей теплолюбивой флоры (не говоря уже о реликтах субтропической растительности, быстро исчезающих вверх по разрезу неогена) холодостойкими элементами. При этом родовое обеднение широколиственных пород компенсировалось увеличением роли хвойных деревьев в составе третичных лесов и сопровождалось количественным и качественным расширением списка травянистых растений. Радикальное изменение растительности шло под влиянием общего похолодания и уменьшения влажности климата. В конце плиоцена, перед оледенением, растительная формация Прибайкалья была близка к современной, отличаясь лишь присутствием ничтожно малого количества тсуги, дуба, вяза, лещины.

участков с разной интенсивностью (или различными знаками) движений. Поверхность песчаных массивов плавно повышается к крылу Икатского свода, сливаясь с ним иногда без резких перегибов в рельефе. Здесь пески начинают «взбираться» на горные склоны до высоты 200—250 м над дном впадины, причем в указанной цифре наряду с первичным наклоном, обусловленным общей покатостью поверхности в эпоху отложения песков, запечатлен также последующий изгиб. Наклоны слоев к оси впадины в полосе подножий (заимка Шинегельжин, правый берег р. Гарги, долина р. Шельбонги) достигают 7—12°, а поверхности фундамента 10—15°. В центре впадины пески залегают обычно горизонтально.

Совокупность геологических данных не подтверждает предположения об антиклиналеобразном строении «куйтунов». Вне всякого сомнения их следует рассматривать как части мощного плаща зандровых песков и галечников, вовлеченного совместно с фундаментом в общее поднятие, амплитуда которого возрастает в сторону Икатского свода. На этом общем фоне сохранили противоположную тенденцию или отстают лишь отдельные участки, в которых продолжается накопление осадков. Все остальное аккумулятивное поле находится в состоянии сокращения, подвергаясь площадному сносу и уничтожению рыхлого покрова.

Совершенно отчетлива связь участков современного осадконакопления с зонами максимальных мощностей кайнозоя и, следовательно, наибольшего прогиба фундамента, что свидетельствует об унаследованности в их разитии. Весьма характерно, далее, что максимально прогнутые части впадины возникли вдоль ее оси при кулисообразном сближении мощных баргузинских сбросов. Этой интересной закономерности не подчиняется лишь самая южная и мелкая Джидаканская зона.

## ГЛАВА VII

### ОБЩИЙ ОБЗОР МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

В предыдущей главе были рассмотрены типичные представители мезозойских и кайнозойских структур. Теперь небезынтересно дать характеристику отдельных элементов мезозойской и кайнозойской тектоники в пределах всей рассматриваемой территории и постараться наметить связь между ними и строением фундамента, а также между различными структурными элементами внутри каждого этапа развития.

Важной особенностью Прибайкалья является почти повсеместная обнаженность домезозойского фундамента, чем, с одной стороны, обеспечивается возможность непосредственного наблюдения различных структур, а с другой — затрудняется определение их действительного возраста. Фундамент здесь скрыт под покровом континентальных мезо-кайнозойских отложений только в узких и сравнительно коротких участках-впадинах, которых в Прибайкалье насчитывается свыше сотни. Такое распределение покрова, лишая его целостности, дает вместе с тем возможность наблюдать контакты с фундаментом в очень многих местах, ибо суммарный периметр контуров мезо-кайнозойского состава на рассматриваемой территории не менее 4—5 тыс. км. Но, к сожалению, эти контакты очень слабо обнажены, а громадная акватория оз. Байкал (31.5 тыс. км<sup>2</sup>) делает не доступной для изучения площадь, примерно равную Иркутскому угленосному бассейну.

Как известно, в Прибайкалье мезо-кайнозойский покров залегает на гетерогенном фундаменте. Во внутреннем поле Иркутского амфитеатра он лежит на сплошном покрове слабоскладчатого нижнего палеозоя — платформе байкальской складчатости, глубоко опущенный цоколь которой сформирован рифейской и дорифейской складчатостью и представляет собой краевое поднятие той же Сибирской платформы на стыке с палеозойским складчатым массивом; в восточной части последнего геосинклинальный режим был полностью изжит лишь в карбоне—перми.

По существующим геотектоническим представлениям вся рассматриваемая территория должна быть отнесена к мезозойской платформе. Однако различия северной и южной частей Иркутского угленосного бассейна уже настолько велики, что такое общее определение нас удовлетворить не может. Действительно, северная часть бассейна представляет собой типичную платформенную синеклизу, а южная — предгорный прогиб. Далее к югу и востоку мы находим большое число узких, но глубоких межгорных мезозойских впадин, многим из которых также свойственны черты предгорных прогибов. Уже в зоне современного Байкала ощущается некоторое влияние малых мезозойских интрузий. В ближнем (западном) Забайкалье в составе континентального мезозоя появляются мощные вулканогенные толщи, в образовании которых не-

малую роль играют кислые лавы. В этой же области разрез мезозоя надстраивается более молодыми элементами, отсутствующими в Иркутском амфитеатре, — угленосным и местами также вулканогенным нижним мелом (возможно до готерива и баррема). Далее к юго-востоку, в Восточной Монголии, на сцену выступает континентальный верхний мел, а нижний мел в виде мощных толщ покрывает уже громадные пространства Восточной Гоби.

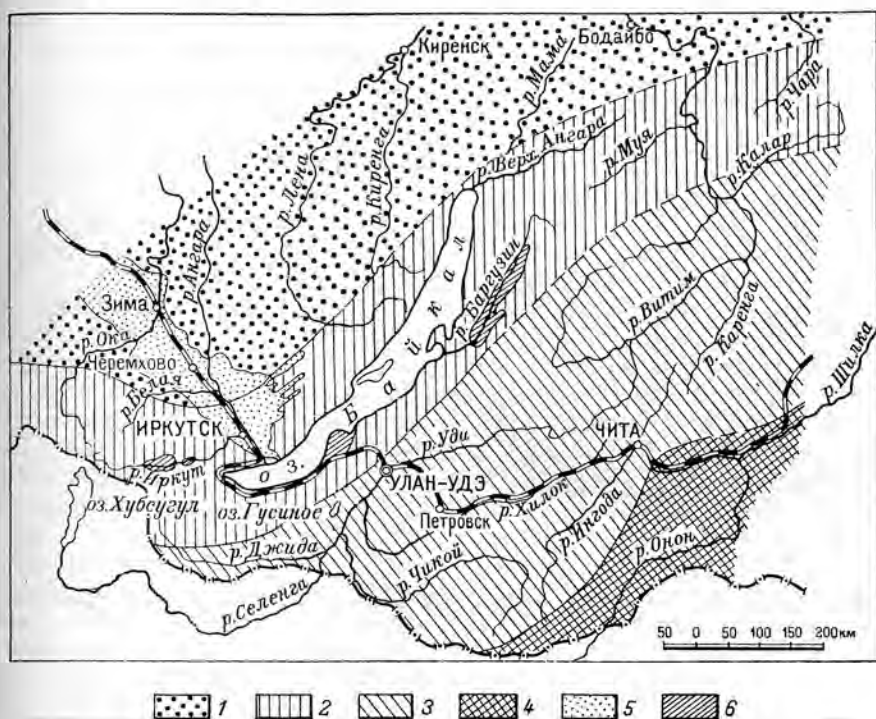


Рис. 41. Схема расположения основных структурно-фациальных зон в южных районах Восточной Сибири в мезо-кайнозое.

1 — Сибирская мезозойская платформа; 2 — Байкальская переходная (субплатформенная) зона, активизировавшаяся в неогене; 3 — Забайкальская переходная зона, слабо активная в кайнозое; 4 — Восточно-Забайкальский субгеосинклинальный пояс, консолидировавшийся в верхней юре; 5 — поле Иркутского юрского предгорного прогиба; 6 — площади распространения неогеновой угленосной толщи во впадинах байкальского типа.

Общезвестно, далее, что в лейасе и догере в Восточном Забайкалье существовал морской субгеосинклинальный прогиб, исторически тесно связанный с пермо-триасовым морским бассейном. В этом прогибе развилась сложная складчатая структура и кислые интрузии. Но уже с верхней юры развитие Восточного Забайкалья пошло по общему пути с соседними областями.

В мезозое Прибайкалье обладало, как мы знаем, чертами подвижной платформы, в нем проявлялись глыбовая складчатость и мощные эффузии. На востоке в эту подвижную платформу входило недолговечное морское геосинклинальное «ядро».

Пережив длительный период (верхний мел—палеоген), древний плоский континент вновь перешел в стадию активного развития. Неоген-

четвертичные преобразования древней структуры Прибайкалья были тесно связаны с аналогичными событиями, имевшими место в Средней, Центральной и Восточной Азии. При этом новая геологическая история Прибайкалья являет собой, быть может, самый яркий пример проникновения альпийских тенденций в глубочайший геологический тыл Азиат-

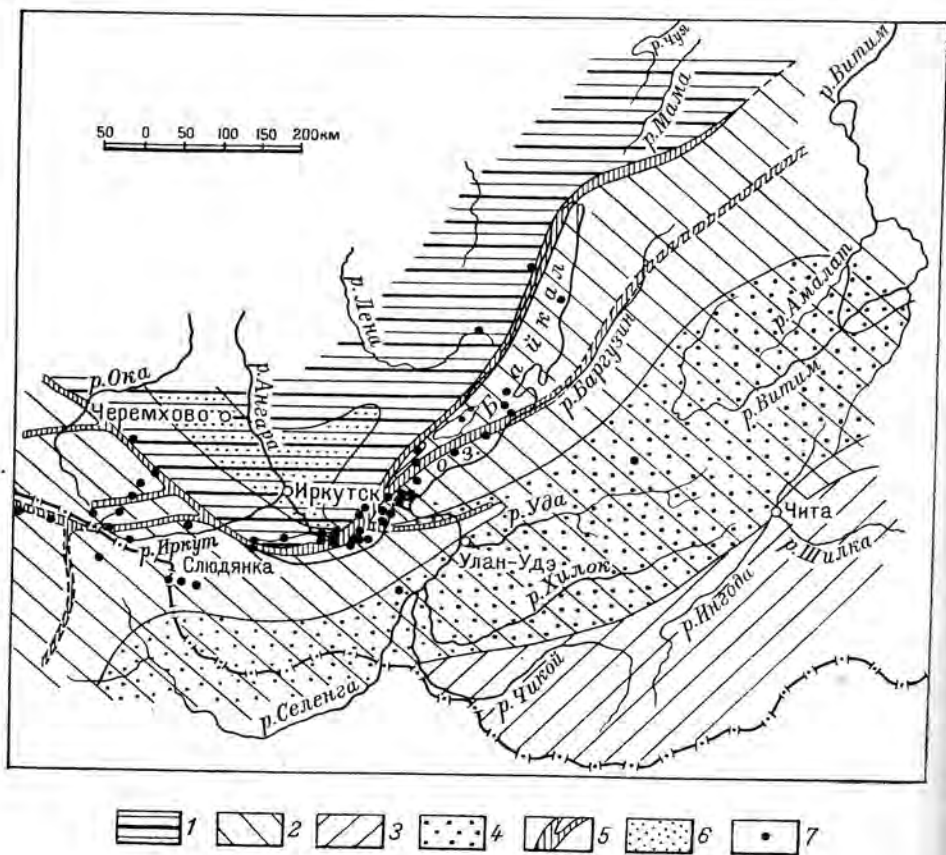


Рис. 42. Схема структуры Прибайкалья. (Составил Н. А. Флоренсов).

1 — Байкальская (рифейско-нижнекембрийская) платформа; 2 — Байкальская складчатая область; 3 — раннегерцинская складчатая область; 4 — Витимо-Селенгинское поле мезозойских впадин; 5 — зоны глубинных разломов, заложенные в докембрии и активные в неогене (часть в в плейстоцене); 6 — Иркутский мезозойский предгорный прогиб; 7 — эпицентры землетрясений (по К. В. Шенникову).

ского материка. Естественно, что здесь они проявились весьма своеобразно.

Размещение и главные особенности мезо-кайнозойских структур в Прибайкалье подчинены достаточно четко выраженной зональности, указывающей, что в течение юры—нижнего мела и неогена—плейстоцена условия накопления осадков и формирования структур были в различных районах неодинаковы. Выделяемые по этому признаку различные структурные зоны (рис. 41) не вполне совпадают с очертаниями древних структурных зон в домезозойском фундаменте.

Первая зона обладает чертами типичной платформы. В ее пределах в мезозое развивались лишь обширные плоские прогибы — синеклизы.

Вторая зона имеет своеобразные переходные черты и может быть названа субплатформенной. Ей свойственны более глубокие, юрские прогибы, в которых залегают терригенные угленосные отложения значительной мощности (зона Иркутского предгорного прогиба со слабо складчатыми юрскими отложениями, мелкие впадины в Восточном Саяне, юрские отложения на окраине Южно-Байкальской впадины, юра на северной окраине Чарской впадины). Большая часть этой области в неогене-плейстоцене была снова активизирована и превращена в высокогорное Прибайкалье.

Третья зона совпадает с областью Витимо-Селенгинского синклинория, выделенного мной в 1948 г. на основе наличия в ней крупных линейных мезозойских прогибов.<sup>1</sup> Разрез мезозойских отложений здесь отличается полнотой, причем его низы (триас—низы средней юры) представлены в основном вулканогенными толщами, а верхи — угленосными и битуминозными отложениями нижнего отдела меловой системы. Эта зона в мезозое также обладала субплатформенными чертами (или чертами подвижной платформы), но не испытала существенной перестройки в неогене и плейстоцене.

Четвертая зона — субгеосинклинальный пояс Восточного Забайкалья, лежащий за пределами рассматриваемой территории. Осадконакопление в триасе, лейасе и догерере здесь протекало в условиях морского прогиба, постепенно сокращавшего свои размеры. Структура и магматизм развивались по геосинклинальному типу. С верхней юры геологическое развитие пошло по пути, сходному с таковым в Западном Забайкалье (третьей зоне).

Сопоставление схемы расположения основных мезо-кайнозойских структурных зон с общей схемой структуры Прибайкалья (рис. 41 и 42) обнаруживает, с одной стороны, зависимость указанных зон от основных особенностей фундамента, а с другой — то новое и своеобразное, что находит свое выражение в наложенности первых на древние тектонические формы.

Переходим к обзору типов мезо-кайнозойских структур и их элементов. Основой дальнейшего изложения послужит обзорная карта-схема (рис. 43).

### Прогибы и своды

Принципиально важным является вопрос о способности домезозойского фундамента изгибаться и тем самым создавать крупные складкоподобные (аркогенические) формы. От его решения зависит принятие той или иной концепции мезо-кайнозойской структуры Прибайкалья, сохранение или устранение основных разногласий между исследователями. Рассмотрим фактические данные.

Выше были отмечены: относительная узость впадин и большая ширина горных хребтов в Забайкалье; сопряженность и параллельность тех и других; совместное искривление осей впадин и гребней хребтов там, где древние структурные формы фундамента резко меняют свое простирание или же соприкасаются с другими, иначе ориентированными древними

<sup>1</sup> Термин «синклинорий», обычно употребляемый для обозначения сложных геосинклинальных структур, в данном случае выражает лишь совокупность сближенных синклинальных прогибов.

структурами; четковидное расположение впадин, входящих в один линейный комплекс; большое разнообразие (овальность, угловатость, извилистость, прямолинейность, местами раздвоенность) очертаний впадин в плане; иногда кулисовидная группировка впадин и хребтов и наличие элементов виргации в их расположении. Все эти внешние особенности, будучи сопоставлены с синклинальным строением мезозойских толщ, выполняющих впадины Забайкалья, позволили мне утверждать, что структурной основой рельефа последнего являются не тектонические блоки и глыбы, а пологие складкоподобные выпуклые и вогнутые изгибы (Флоренсов, 1947а, 1948).<sup>1</sup>

Вопрос о наличии прогибов и сводов в Забайкалье и Прибайкалье разделим на две части (мезозойские и кайнозойские изгибы) и доказательство рассмотрим отдельно.

Бесспорно в настоящее время доказаны прогибы фундамента в контурах мезозойских впадин. Синклинальное строение эффузивно-осадочных толщ в них выявлено всюду, где проводились детальные съемки и бурение. Там, где разрывы на краях впадин отсутствуют, в естественных разрезах видно, как базальные слои мезозойской толщи и их кристаллическое основание наклонены от хребтов в сторону впадины под углом от 5—10 до 20—30° (обычно 15—18°). При хорошей стратифицированности базальных слоев (оз. Гусиное, Удинская впадина, Тугнуйская степь, долина р. Хилка и др.) легко заметить, что слои мезозойской толщи залегают параллельно поверхности фундамента. Естественно допустить, что те же соотношения сохраняются и во внутренних частях впадин, где фундамент глубоко опущен. Необходимо отметить, что на экстраполяции данных, полученных на краях впадин, строились и продолжают строиться проекты бурения скважин в их более центральных частях (Тигнинская и Кулевская мульды в Тарбагатайской впадине, оз. Гусиное и т. д.). Эти данные проверены и подтверждены геологоразведочной практикой.

Многими авторами отмечались весьма незначительные наклоны — практически горизонтальное залегание мезозойской толщи в центральных частях впадин. При этом обсуждались различные структурные модели и вначале особенно близкой к действительности представлялась модель *a* (рис. 44). Позже, при обнаружении в центральных частях некоторых впадин значительных дислокаций мезозойской толщи, была принята модель *b* (рис. 44). Дальнейшие работы, также связанные главным образом с изучением угленосности различных впадин, выявили в них один и тот же синклинальный или мульдообразный тип строения мезозойских толщ. По периферии многих впадин (но далеко не по всему их периметру) были выявлены разломы как продольные, так и поперечные. Сформировалось представление Б. А. Иванова о «глыбовых» синклиналях и И. И. Трофимова о «нормальных синклиналях, развивавшихся в опускающихся грабенах». В этих представлениях, очевидно, уже было заключено признание изгиба, в первом случае, по-видимому, предшествующего

<sup>1</sup> Мои представления подверглись критике со стороны Л. С. Берга (1952). Излагая существующие в литературе взгляды на структурный тип рельефа Забайкалья, Л. С. Берг отрицал мою точку зрения на том основании, что простирание древних толщ, слагающих забайкальские хребты, не совпадает с простиранением юрско-меловых толщ во впадинах, и что, следовательно, между теми и другими толщами проходят разломы. С этим доводом нельзя согласиться, ибо в разбираемом случае идет речь только о несогласном залегании юрско-мелового покрова на древнем фундаменте, которое для своего возникновения вовсе не требует разломов.

разломам, во втором — следующего за разломами или одновременного с ними.

Детальные геологические карты отдельных угленосных впадин (район Черновских копей, оз. Гусино, угольных месторождений в верхнем течении р. Хилка, см. рис. 35) выявили сложность синклинальных прогибов, наличие внутренних мульд второго порядка, а между ними — антиклинальных перегибов, плавных в одних случаях, резких гребневидных — в других.

Плавный, хотя и пульсирующий, характер прогибания в мульдах доказывается ритмическим строением угленосной толщи. Надо сказать, что округлые, изометричные очертания самих мульд также, несомненно, лучше объясняются явлениями относительно спокойного прогибания, а не срыва по разломам (хотя последние кое-где также бесспорно имеются, но приводят к образованию особых дислокаций — зон резкого смятия в осадочном покрове). Распределение фаций внутри угленосных толщ, как мы видели, также указывает на наличие прогибания, одновременного с осадкообразованием. Это прогибание протекало неодинаково интенсивно и по-разному в различных впадинах. Так, при нормальном симметричном прогибе формировалась простая мульда или брахисинклиналь (Арбагар, Черновская структура), при одностороннем прогибе, который в наибольшей степени можно связать с действием краевого разлома, создавалась не симметричная синклиналь (Хилокская структура в районе с. Бичуры), а при наличии ряда внутренних прогибов — сложная синклиналь, распадающаяся на отдельные мульды и антиклинальные перегибы (Гусиноозерская, Тарбагатайская структуры).

О том, что кристаллический фундамент на дне Гусиноозерской впадины действительно мульдобразно изогнут (а не «проломлен» по краевым сбросам), свидетельствуют совершенно плавные изменения градиентов силы тяжести, убывающей от подножий хребтов к оси впадины.

Таким образом, различные данные как прямые, так и косвенные, указывают на медленность и плавность изменения гипсометрических отметок поверхности фундамента и лежащих над ним осадочных пород, т. е. на наличие пластического изгиба. Отрицание последнего в донных частях депрессий потребовало бы в свою очередь принятия модели типа *в* (рис. 44), крайняя искусственность и неправдоподобность которой очевидны.

Очень интересный материал по разбираемому вопросу дают внутренние кристаллические массивы в Чикой-Хилокской и Боргойской впадинах, а также перемычка между Верхне- и Нижне-Оронгойскими впадинами. Периклинальное залегание слоев по периферии этих массивов ясно указывает на их антиклинальную природу, т. е. на наличие изгиба, причем величина наклона слоев (до 30°) исключает возможность трактовки этих массивов как выступов древнего денудационного рельефа фундамента.

Здесь уместно коснуться взглядов П. С. Бернштейна и С. Ф. Васильченко на механизм образования грабенов и континентальных осадков

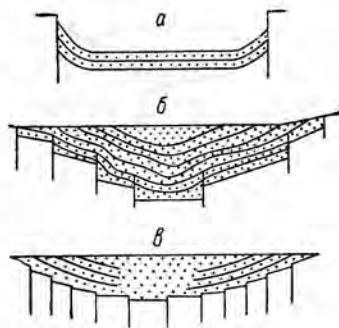


Рис. 44. Структурные модели забайкальских верхнемезозойских впадин (*а*, *б* и *в*).

в них, тем более, что они высказаны в работе, относящейся к Забайкалью. Мы видели, что различные модели, основанные на признании только сбросовой тектоники фундамента (рис. 44), не пригодны для объяснения действительно наблюдаемой структуры забайкальских впадин. П. С. Бернштейн, хотя и идет в общем тем же путем, рассматривает развитие простого двухстороннего грабена внутри обширной пологой депрессии, о существовании которой в его рассуждениях нет ни слова, но которая показана на чертежах и необходима для того, чтобы объяснить

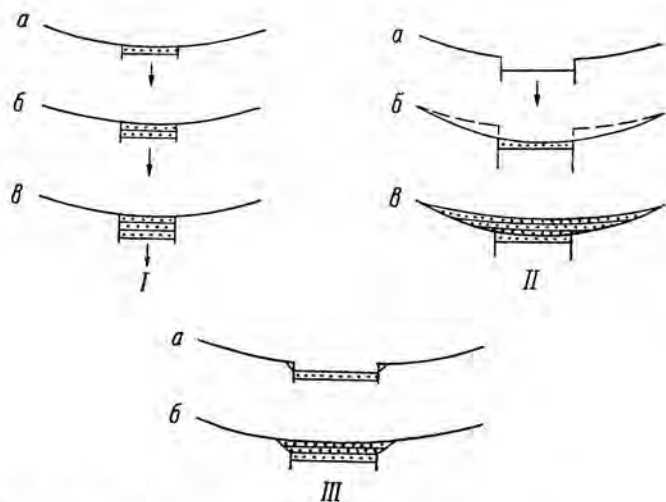


Рис. 45. Схема образования грабена с континентальными осадками (по П. С. Бернштейну).

*I* — заполнение осадками происходит одновременно с опусканием грабена и с равной скоростью (*a*, *б*, *в*); *II* — заполнение осадками происходит после образования грабена и эрозии его краев (*a*, *б*, *в*); *III* — заполнение осадками идет одновременно с опусканием дна грабена, но с меньшей скоростью (*a*, *б*).

поступление обломочного материала в срединный развивающийся грабен (рис. 45).

Судя по схеме П. С. Бернштейна, погребенный под осадками фундамент может сохранить лишь тот слабый изгиб, который в нем существовал (если существовал) еще до заложения разломов. Весь процесс рассматривается на фоне опускания дна грабена и эрозии его краев, причем осадки могут образоваться или только внутри грабена (рис. 45, *I*), или же распространиться и за его края (рис. 45, *II*, *III*).

Переходя от этих интересных схем к конкретному поперечному разрезу через Балеюскую депрессию, составленному П. С. Бернштейном по данным бурения и приложенному к той же работе, мы видим, однако, вполне обычную для Забайкалья пологую синклиналь, типичный прогиб, а не один из случаев, рассмотренных тем же автором на рис. 45. Хотя на этом чертеже слоистость внутри осадочных свит показана не параллельной их нижней границе (так называемое «прислоненное» залегание), изгиб самих свит близко соответствует кривой поверхности фундамента, который лишь несколько «надломлен» сбросами небольших амплитуд (рис. 46).

Мы видим, таким образом, что от признания пластической деформации в фундаменте мезозойских впадин Забайкалья нельзя уйти во всех случаях, когда соотношения между фундаментом и осадочным покровом более или менее хорошо изучены. Конечно, эта деформация относительно мала и местами сильно замаскирована разрывной тектоникой. Тем не менее линейные комплексы впадин, лежащих по простиранию друг друга, вполне заслуживают названия прогибов, ибо обладают всеми генетическими и морфологическими признаками последних. Вполне отчетливо в них выявляются такие важнейшие элементы пластических деформаций, как крылья, периклинали, шарниры; они картируются, как обычные синклинальные складки или мульды, отличающиеся от типичных платформенных мульд более упорядоченным, линейно-групповым расположением.

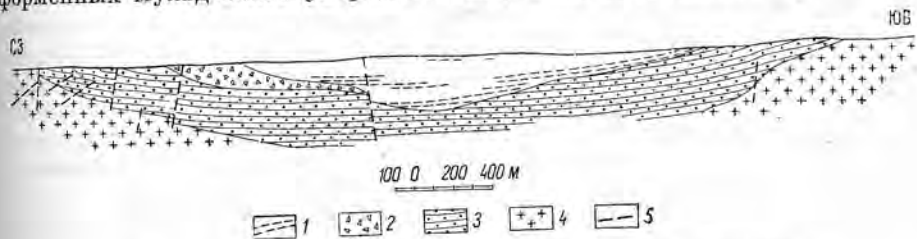


Рис. 46. Геологический разрез через Балейскую депрессию (по П. С. Бернштейну).

1 — верхняя свита песчаников и мелкогалечных конгломератов (озерные отложения); 2 — средняя свита конгломератов с древесным цементом и дресвяников; 3 — нижняя свита конгломератов (аллювиальные отложения); 4 — гранодиориты и граниты (фундамент); 5 — тектонические нарушения.

нием. При этом большинство крупных прогибов сопровождается разломами, часть которых имеет домезозойский возраст и не однажды обновлялась. Вместе с тем существуют прогибы, совершенно лишенные видимой связи с разломами. Так, не удалось обнаружить какие-либо следы разломов в Верхне-Чинийской, Хилокской, Илкийской депрессиях и в ряде других мелких впадин. На отсутствие связи некоторых впадин Витимского плоскогорья с разломами указывают также С. Г. Мирчинк, А. И. Григорьева, С. Д. Шер. Конечно, во всех этих случаях можно предположить наличие разломов под осадочным покровом; именно так поступают М. С. Нагибина (19466) и П. С. Бернштейн, предусмотревший для этих случаев модели II и III на рис. 45. Но аргументация названных исследователей не может нас полностью удовлетворить. Так, например, М. С. Нагибина, считая разломы непременным условием развития забайкальских впадин, указывает на такой признак последних, как находки брекчий и милонитов в гальке мезозойских конгломератов. Но гальки милонитов и других тектонитов можно встретить в обилии в русловых и террасовых четвертичных отложениях Забайкалья и за его пределами; сами по себе они, по-видимому, не могут служить доказательством тектонического происхождения речных долин. Случаи, рассмотренные П. С. Бернштейном, не приложимы, как мы видели, к конкретным объектам, ибо в забайкальских впадинах в соответствии с их синклинальной структурой (при отсутствии видимых разломов) по краям обычно обнажены не верхние и более молодые, как следовало бы по схеме на рис. 45 (II и III), а нижние, наиболее древние горизонты осадочной толщи.

Поскольку, таким образом, мы имеем в Забайкалье несколько параллельных рядов прерывистых, то крупных и глубоких, то мелких прогибов-синклиналей, совершенно ясным становится и сводовый характер разделяющих их горных хребтов. Впрочем, имеются геологи и географы, склонные отрицать это, на наш взгляд, очевидное положение. Поэтому на нем также необходимо остановиться.

Довольно популярна точка зрения, согласно которой домезозойский фундамент в донных частях забайкальских впадин действительно изогнут, а в межвпадинных пространствах его поверхность (соответствующая времени отложения мезозойских толщ) либо горизонтальна, либо обладает позднейшим рельефом денудационного происхождения, наложенным на горстовую структуру, и во всяком случае лишена выпуклого изгиба. Местные наклоны при этом объясняются дифференцированными косыми перемещениями сбросовых глыб. Отмечалось далее, что забайкальские хребты имеют, по существу, характер широких волнистых плоскогорий (остатки единого третичного пенеппена), гребни их местами выражены очень слабо, а склоны, обращенные ко впадинам, часто имеют характер сбросовых уступов. Указывалось, что хребты и впадины не сравнимы по величине и что ширина первых обычно в несколько раз превосходит ширину вторых. Но последнее обстоятельство легко объяснить следующим образом. Современный денудационный срез проходит в Забайкалье, конечно, значительно глубже, чем срез, соответствовавший рельефу верхней и нижнемеловой эпох (положение очевидное и в доказательстве не нуждающееся). В подобных условиях внутри синклинальных прогибов могли сохраниться только сравнительно узкие ядра, сложенные осадочными породами, а на крыльях сводовых поднятий могли уцелеть только более древние образования, чем угленосный осадочный мезозой.

Есть, однако, и прямые факты, говорящие о том, что рыхлый мезозойский покров в Западном Забайкалье местами распространяется довольно далеко вверх по склонам современных впадин, т. е. по крыльям юрско-меловых прогибов, и что современные впадины нельзя рассматривать как равновеликие копии этих прогибов или же как древние долины, которые в мезозое были связаны с прилежащими хребтами только соседством и питанием за их счет обломочными материалами. Приведем эти факты.

1. Юрские конгломераты высоко поднимаются на западной окраине Боргойской впадины на склоны горы Барун-Ула, сохраняя при этом средне- и мелкогалечниковый состав, прослойки песчаников, окаменелую древесину и вступая затем в магматический контакт с сиенит-порфирами. На относительной высоте более 300 м над дном впадины конгломераты продолжают сохранять падение, параллельное склону.

2. Юрские окварцованные песчаники на западном берегу оз. Гусиного слагают аналогичные высоты вблизи р. Охур. Налегая на красные аляски-товые граниты с наклоном на юго-восток, в глубь впадины, эти песчаники имеют полимиктовый состав и содержат сравнительно мало обломков красных гранитов. В них встречены наряду с окремелой древесиной крупные куски вполне сформированного фюзенового угля. Последний мог попасть в осадок откуда-то сверху, из вышерасположенной части склона, на которой, следовательно, и происходило в том или ином масштабе юрское торфо- и углеобразование.

3. В 1952 г. Г. Б. Пальшиным в аллювии р. Осиновки, стекающей в Байкал с северного склона Хамар-Дабана, была обнаружена окатанная галька юрского песчаника с флорой. Эта находка указывает на былое

Таким образом, спорово-пыльцевые комплексы рисуют общую картину поступательного изменения третичной флоры без заметных явлений обратимости в этом процессе. В этом изменении важно отметить резкий скачок, соответствующий быстрой смене фациальных особенностей осадков в разрезе неогена, а местами и в краевых частях кайнозойских впадин, отвечающий несогласному залеганию верхней толщи на нижней.

Отложения неогена в Прибайкалье представлены алевритами, глинами, песками, супесями, песчаниками, гравелитами, рыхлыми конгломератами и конглобрекциями; в отдельных разрезах присутствуют также диатомиты, диатомовые глины, мергели, лигниты и бурые угли. Другую группу пород составляют базальты, базальтовые туфы и туфогенные песчаники, образующие тесную ассоциацию (переслаивание) с осадочными отложениями в Тункинской группе впадин и кое-где в горных долинах и на водоразделах Восточного Саяна и Хамар-Дабана.

В относительно полно изученных разрезах неогена Тункинской, Южно-Байкальской и Баргузинской впадин наряду с существенными различиями имеется много общего. Так, например, велико сходство разрезов неогеновых отложений собственно Тункинской впадины и южного побережья Байкала. Различия в них сводятся главным образом к тому, что на южном побережье Байкала (так называемое «Танхойское поле») отсутствуют базальты, пирокластические породы и, возможно, диатомовые глины (последние, по мнению изучавшего этот район в 1952 г. Г. Б. Пальшина, могли просто остаться незамеченными). В разрезе неогена Баргузинской впадины отсутствуют вулканогенные породы, но зато имеются диатомиты; при значительном литологическом сходстве отдельных горизонтов с таковыми в южнобайкальском и тункинском неогене положение их в этом разрезе также существенно иное.

Несмотря на внешнее сходство и фациально-литологическую общность разрезов перечисленных впадин, в них как будто не удается выделить одинаковые свиты. В самом деле, многочисленные вспышки вулканизма, столь характерные для кайнозоя Тункинской впадины, заметно не проявились в других, восточных районах. Расцвет диатомовых водорослей, обусловивший скопление их панцирей в диатомовых глинах, проявился, возможно, во всех впадинах одновременно — в начале или середине седиментационного цикла, но это положение еще необходимо доказать. Очень характерный признак — угленосность — свойственна в общем нижним частям разрезов отдельных впадин, но число и положение угленосных горизонтов в них различны.

Таким образом, перечисленные признаки — угленосность, вспышки диатомитообразования и вулканические излияния, привлекаемые при построении местных стратиграфических колонок, — в силу узости их проявления оказываются недостаточными для построения региональной схемы разреза. С другой стороны, при изучении неогеновых толщ Тункинской, Южно-Байкальской и Баргузинской впадин удается заметить, что во всех разрезах, примерно на одинаковых стратиграфических уровнях, происходит быстрая смена в литологическом составе отложений, несомненно обусловленная резким изменением тектонического режима впадин в эпоху осадконакопления.

Выражением нового режима явилось формирование своеобразной верхней толщи обломочных отложений, в возрастном отношении отвечающей плиоцену. Этой толще присущи две особенности. Первая из них заключается в том, что в составе интересующей нас толщи, представленной разнообразными терригенными отложениями, ведущую роль играют гру-

существование ныне размытого юрского покрова где-то в привершинной части современного Хамар-Дабана.

4. В 1955 г., вначале по аэроснимкам, а затем и в натуре юрские или меловые алевролиты и песчаники были обнаружены не только на юго-восточном склоне Боргойской впадины (здесь их наблюдал в 1933 г. П. М. Клевенский), но и на высоком водоразделе между этой впадиной и долиной р. Джиды. Эти породы слагают здесь, по данным С. М. Замаева, короткую антиклинальную складку, расположенную на самом гребне водораздельного хребта. Складка разбита продольными и поперечными сбросами и отделена линией надвига от кристаллического фундамента, выступающего в обрывах левого берега р. Джиды.

Все эти данные не оставляют сомнения в том, что мезозойский осадочный покров ранее распространялся значительно шире границ современных межгорных впадин, во всяком случае некоторых из них (особенно крупных). Тот же вывод мог бы, впрочем, следовать и из общеизвестных отношений, существующих между наклонными поверхностями напластования в мезозойских свитах и срезающей их современной топографической поверхностью; подобные отношения имеют место как внутри, так и по краям впадин и прямо указывают на невозможность первичного ограничения бассейнов мезозойского накопления их современными границами. При этом сказанное вовсе не противоречит данным фациального анализа, свидетельствующего о том, что мезозойское углеобразование происходило в общих чертах именно в контурах современных впадин. За их пределами в свое время накапливались и некоторое время сохранялись от размыва главным образом безугольные краевые отложения песчаников, гравелитов и конгломератов. Очевидно, что постель этого ныне в большей своей части уничтоженного периферического осадочного покрова в структурном смысле входила в состав крыльев межвпадинных сводовых поднятий; ее существование является прямым подтверждением реальности последних.

Итак, выпуклые пластические изгибы фундамента легко выявляются на их переходах в прогибы. Но далее, по направлению к водоразделам хребтов, видимые геологические связи между теми и другими утрачиваются и само существование сводов может быть вновь поставлено под сомнение. Впрочем, в ряде случаев мы в наших реконструкциях имеем возможность опереться на контакты домезозойского фундамента с вулканогенно-осадочными толщами (цаган-хунтейской, вулканогенной, мелафировой), довольно широко распространенными в юго-восточной части рассматриваемой территории. Выше мы видели, что эти толщи должны рассматриваться как низы единого мезозойского структурно-фациального комплекса, развивавшегося параллельно с морским геосинклинальным верхоянским комплексом в качестве его континентального аналога с перми до нижнего мела включительно.

Известно, что низы и верхи осадочно-вулканогенного комплекса, несмотря на местные угловые несогласия и перерывы, в структурном отношении весьма близки и отличаются друг от друга интенсивностью и местом, а не типом и планом дислокации. Вулканогенные свиты, выступая иногда по краям впадин непосредственно из-под верхних угленосных свит, поднимаются высоко на склоны хребтов, вплоть до широких платообразных водоразделов, которые они местами слагают. Всеми исследователями отмечалось, что осадочно-вулканогенные породы в хребтах Хамбинском, Харухай, Малом Хамар-Дабане, Цаган-Дабане, Цаган-Хунтее, Малханском и других залегают в виде плавных широких складок северо-

восточного простирания с наклонами крыльев от 10—15 до 30—45°. Вблизи впадин покровы вулканических пород со слоями осадочных часто наклонены в их сторону и подстилают угленосные толщи с несогласием или без него. Соотношения покровов с домезозойским фундаментом выяснены вполне определенно. Налегая на фундамент, породы цаганхунтейской свиты обрисовывают плавный, пологий изгиб его поверхности; они как бы надстраивают верхние, а местами (в хребтах Цаган-Хунтее, Малханском, отчасти Малом Хамар-Дабане и др.) и замковые части тех сводов, для полной реконструкции которых не могут быть использованы особенности залегания верхних частей рассматриваемой серии, т. е. угленосных толщ. Справедливость требует отметить, что к такому же выводу в 1940 г. пришли П. М. Клевенский и А. А. Арсеньев, отметившие, что домезозойский фундамент образован, грубо говоря, двумя крупными антиклиналиями, почти совпадающими с направлением хребтов. Последние, вместе с долиной р. Хилка, заключенной между ними, отражают общий план мезозойской складчатой структуры района, причем средне-мезозойская осадочно-эффузивная свита целиком участвует в формировании этой структуры.

Там, где поблизости распространены и нижние и верхние свиты осадочно-вулканогенного комплекса, хорошо видно, что верхнемезозойские впадины и угленосные молассы в них приурочены только к синклиналильным структурам. Верхние свиты, судя по их фациальным особенностям и границам распространения, формировались внутри уже в известной степени сложившейся мезозойской структуры, следовательно только в выраженных в рельефе синклиналильных прогибах и при обязательном наличии между ними антиклинальных форм — сводов.

Итак, анализируя условия залегания и распространения осадочно-вулканогенных толщ, предшествовавших образованию угленосных отложений, мы вновь приходим к признанию мезозойских сводовых поднятий, по своему местоположению в общих чертах совпадавших с современными горными хребтами.

Отметим еще два факта, мимо которых проходить не следует. При выявлении и прослеживании мезозойских сводов обычно приходится ограничиваться сравнением нескольких геологических и геоморфологических поперечных профилей этих структурных форм. Периклинальные окончания сводов, не будучи подчеркнутыми какими-либо геологическими контурами, при этом обычно плохо улавливаются. Одним из немногих исключений является восточная оконечность Малханского хребта. Имея широтную ориентировку и располагаясь между двумя рядами мезозойских впадин, Малханский хребет на востоке переходит в бассейн р. Ингоды; при этом его высоты уменьшаются, сам хребет суживается и в таком виде углубляется в контур Ингодинской синклиналильной депрессии, лежащей на его простирании. Вследствие этого поле мезозойских отложений, выполняющих Ингодинскую впадину, расщепляется на две ветви, огибающие восточный конец хребта на его погружении. Понятно, что наблюдаемые соотношения всего легче и проще могут быть объяснены периклинальным замыканием Малханского свода (Флоренсов, 1947б). Можно возразить, что подобное явление для всей рассматриваемой области не типично, но на самом деле это не так. Восточная периклиналиль Малханского свода подобна некоторым другим, она только особенно хорошо выражена. Почти аналогичные соотношения имеют место при погружении западного конца Тугнуйского хребта, гранитное «ядро» которого уходит вначале под покров порфиритов, а далее к западу — под угленосную

толщу и мощные четвертичные пески. Приблизительно ту же картину мы видим на восточной оконечности Тамирско-Бичурской гряды (западные периклинали Малханского свода), в области перехода Яблонового хребта в Вороний (междуречье рр. Хилкосона и Ингоды). Следовательно, и в перечисленных случаях мы имеем перед собой геоморфологически выраженные в виде горных хребтов и гряд антиклинальные структуры с ядрами из древних гранитов и гнейсов, окаймленными полями эффузивно-осадочной мезозойской толщи.

Второе важное обстоятельство заключается в том, что своды западного Забайкалья суть антиклинальные структурные формы не только «по мезозою» (мезозойские образования в них обволакивают древние ядра), ибо древние толщи в сводах сами обладают антиклинальным строением. Последнее имеет место повсюду, где, кроме массивных гранитов, в строении хребтов участвуют слоистые метаморфические толщи. Таковы хребты Заганский, Малханский, Большой и Малый Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Яблоновый. Разумеется, это указывает на большую древность тектонической основы мезозойских сводов, на их унаследованность от домезозойских антиклинальных структур и на гораздо более тесную связь современного рельефа Забайкалья со складчатыми формами, чем это представляется некоторым исследователям, видящим в новейшей тектонике этой территории только одну, хотя и очень важную сторону — крупные многочисленные разломы.

С приближением к Витимскому плоскогорью мезозойские своды резко снижаются и расплываются, что никоим образом нельзя объяснить нивелирующим влиянием плато-базальтов, ибо покров последних относительно очень тонок и развит на небольшой площади только в самой вершине Витимской пелли. Но структура древних толщ здесь очень сложна, причем в отличие от более южных районов на плоскогорье чрезвычайно резко выражены меридиональные простирания протерозоя. Возможно, что именно эти условия воспретяствовали возникновению на этой территории достаточно высоких нормально развитых сводов.

За пределами рассматриваемой области, в Восточном Забайкалье и Северной Монголии формы мезозойской тектоники, как известно, аналогичны.

Для Забайкалья особое значение при этом имеет широкий и плоский Даурский свод, уходящий в глубь Монголии в виде хр. Хантэй, в то время как его восточным продолжением служит широтный хр. Янкап-Тукурингра-Джагды. Формирование Даурского свода, по палеогеографическим данным, началось еще в перми или триасе; ингрессии триасового и юрского морей уже не смогли проникнуть западнее восточных склонов Даурского антиклинория (Флоренсов, 1948, 19546). По отношению же к Байкальской области, лежащей между типичной мезозойской платформой и мезозойской Восточно-Забайкальской субгеосинклиналью, Даурский свод занимал внутреннее, тыловое положение.

Мезозойские своды Западного и Восточного Забайкалья сохранились без существенных изменений до самого последнего времени. Можно предположить, что после длительного тектонического покоя в меловом периоде и в палеогене Забайкалье снова было захвачено сводообразующими движениями, протекавшими по сравнению с мезозойским сводообразованием гораздо медленнее.

Несомненно, более сложной была мезозойская история окраинной полосы платформы, лежащей между палеозойским полем Иркутского амфиатра и Витимо-Селенгинской депрессией, т. е. полосы, занятой совре-

менным Байкалом и его сателлитами. Главную трудность представляет при этом вопрос о существовании в мезозое Байкальского свода, ибо геоморфологические данные для его решения отсутствуют, а контур современного Байкала столь велик, что в него могли бы быть вписаны чуть ли не все мезозойские впадины Западного Забайкалья, вместе взятые. Было бы очень заманчиво видеть в мезозойской полосе района пос. Темлюй (южная окраина дельты р. Селенги) восточное продолжение оконечности Иркутского бассейна и, соответственно, считать продолжением Ангарского надвига Посольский надвиг (Шатский, 1933б; Рябухин, 1940, и др). Однако очень трудно доказать, что такая единая Ангаро-Усть-Селенгинская юрская впадина существовала в самом деле, хотя Темлюйское мезозойское поле и лежит прямо на продолжении юго-восточного широтного «залива» Иркутского прогиба, отделяясь от него впадиной Байкала.

Развитые в районе истока р. Ангары юрские (байкальские) конгломераты включают очень грубый неокатанный материал, свидетельствующий о непосредственной близости мезозойской горной суши на юге, в пределах южного Байкала. Обилие в гальке этих конгломератов порфировых пород, аналогичных нижнемезозойским порфирам, ортофирам и порфиритам бассейна р. Селенги, показывает, что в мезозое вулканические покровы занимали повышенные части уже сформировавшегося (или оформлявшегося) Хамар-Дабанского свода. Действительно, покровы порфиров и порфиритов имеются на южном склоне Малого Хамар-Дабана и в хр. Хамбинском, большая их часть, конечно, давно смыта. В состав юрских конгломератов Темлюйского района также входят эффузивы (преимущественно кварцевые порфиры), но в гораздо меньшем количестве; метаморфизм этих конгломератов несколько выше, чем байкальских и, по-видимому, связан с влиянием малых мезозойских интрузий, не вскрытых эрозией или просто пока не выявленных.

Возраст байкальских и темлюйских мезозойских отложений одинаков (средняя юра); мощности той и другой толщи, вероятно, также близки, хотя допустимо, что осадки темлюйской полосы, отлагавшиеся в типичной межгорной впадине, имеют несколько большую мощность (по данным Замараева, более 1000 м).

Учитывая сказанное, мы полагаем, что Усть-Селенгинская юрская впадина, хотя и была связана с областью накопления байкальских конгломератов принадлежностью к общей широтной полосе, однако не соединялась с ней непосредственно. Между этими впадинами существовала, вероятно, горная перемычка (следом ее, по-видимому, является Посольская банка — резкое поднятие дна Байкала с глубин от 1000 до 40—50 м почти посередине озера), подобно тому, как Усть-Селенгинская впадина отделена в настоящее время кристаллическим порогом от лежащей восточнее Итандинской впадины.

Приняв эту гипотезу, можно наметить вероятное положение юрского фронтального свода, возникшего на месте древнего Байкальского антиклинария.

Итак, в общих чертах мезозойская структура Прибайкалья характеризуется сочетанием пологих валов-сводов и синклинальных прогибов между ними. Линейные своды и прогибы образуют целую систему в ближнем Забайкалье, представляющую в целом обширную пологую депрессию (Витимо-Селенгинский «синклиорий»). Последняя отделена от типичной мезозойской платформы зоной сложного Байкальского сводового поднятия, которое само состоит из двух сводов: на юге Саяно-

Хамар-Дабанского, а на севере Байкальского, сближавшихся кулисообразно. Байкальское сводовое поднятие занимает фронтальное положение по отношению к Витимо-Селенгинской депрессии, в то время как Даурский свод входит в ее тыл и служит переходной структурой к Восточно-Забайкальской геосинклинали. На Витимском плоскогорье своды почти не развиты. Возможно, что в мезозое оно играло роль пассивной срединной массы.

Своды Байкальский и Даурский нужно рассматривать как морфотектонические единицы первого порядка, не сравнимые с низкими и узкими сводами внутри обширной Витимо-Селенгинской депрессии, которой в целом они и могут быть противопоставлены.

На северной периферии Байкальского свода, восточном продолжении главной впадины Иркутского котловины, мы находим очень небольшие, узкие линейные своды, между которыми в столь же узких желобах залегают складчатые юрские угленосные отложения. Это последние (в рассматриваемых границах) проявления на Сибирской платформе линейно-групповой, упорядоченной мезозойской тектоники, синклинали и антиклинали элементы которой здесь обнаруживают строгую преемственность от структуры фундамента. В несколько сглаженном виде, по данным Н. И. Фомина, Е. В. Павловского и Б. А. Иванова, они повторяют складки нижнепалеозойского осадочного покрова платформы.

Переходим к кайнозойским сводам и прогибам, существование которых в Прибайкалье многие геологи вообще ставят под сомнение. О судьбе одновитимных мезозойских структур в кайнозое уже говорилось выше. Весьма характерно, что в ряде крупных мезозойских впадин в постплиоцене накапливались значительные толщи песков, супесей и суглинков, т. е. самых, которые, будучи находимы довольно высоко над уровнем рек на горных склонах, стали фактической основой для гипотезы ингрессии Байкала в соседние с ним впадины и других гипотез о распространении в Забайкалье огромных четвертичных озер. Этот вопрос мы рассматривали выше. Здесь же отметим, что широкое распространение кайнозойских, главным образом плейстоценовых, отложений наблюдается в районе, прилегающем с юга и востока к г. Улан-Удэ, т. е. в районе слияния крупных рек (Джиды, Селенги, Чикоя, Хилка, Уды и Худуна). Именно здесь четвертичные отложения достигают максимальных мощностей. Они наиболее широко распространены на пересечении мезозойских впадин крупными речными долинами или же в местах простого соединения тех и других.

Накопление мощных песчаных толщ происходило главным образом в южных и восточных бортах забайкальских котловин, где, по-видимому, имело место некоторое прогибание. Судить о том, что мезозойские своды в Забайкалье испытывали в это же время (т. е. в кайнозое) дифференцированные поднятия, можно лишь по косвенным признакам. Возможно, что ведущими геологическими процессами здесь было общее поднятие всей области Витимо-Селенгинского «синклинория» и препарировка мезозойских сводов денудацией.

Существует ли единое обширное Байкальское сводовое поднятие? Принимая гипотезу третичного пенеплена, все исследователи соглашаются в том, что впадины Байкальской системы возникли в полосе максимального поднятия древнего пенеплена: горбообразного, довольно плоского обширного вздутия, по мнению одних авторов, ступенчатого поднятия, лишённого изгиба, по мнению других, и сложного, выраженного в рельефе свода-антиклинория, по мнению третьих.

Дискуссионным является, следовательно, лишь вопрос о форме и тектонической сущности Байкальского поднятия. Оставляя в стороне такие внешние его особенности, как группировка, характер сочетания, взаимопереходы, распределение высот горных хребтов, образующих в своей совокупности Байкальское высокогорье, обратимся к фактам.

Третичный (неогеновый) пенеэлен в Восточном Саяне, Хамар-Дабане и Прикосоголье очень хорошо фиксируется покровами плато-базальтов, распределение которых подробно рассматривалось С. В. Обручевым, В. В. Ламакиным, Н. А. Флоренсовым, А. А. Ануфриевой и др. Неогеновый возраст плато-базальтов установлен достаточно точно. Следовательно, геоморфологический и гипсометрический анализы положения покровов, особенно их подошвы, должны были бы легко выявить молодые деформации доверхнетретичного фундамента. В результате работ названных, а также многих других исследователей было установлено следующее.

1. Третичные базальты местами слагают вершины высокогорных хребтов, отмечаются также в седловинах и на очень высоких уступах вблизи (несколько ниже) максимальных высот (хребты Уругудеевский, Гурби-Дабан, Китойские и Тункинские гольцы).

2. Третичные базальты покрывают ровные гольцовые плоскогорья, расположенные между альпийскими хребтами, а также вершины и склоны хребтов с куполообразным или платообразным гребнями (Окинское плоскогорье, хр. Хамар-Дабан и др.).

3. Базальты на краях кайнозойских впадин или оборваны сбросовыми уступами, или наклоняются в сторону этих впадин; они покрывают значительные площади на внутривпадинных перемычках. В обрамлении Тункинской впадины покровы базальтовых лав наклонены внутрь впадины почти со всех сторон (с севера, востока, юго-востока, юго-запада). Наклоны их составляют в среднем  $8-12^\circ$ , но местами достигают  $25$  и даже  $30^\circ$  (рр. Зангисан, Тайторка, Кыреп, Могой-Горхон и др.). От междуречья Утулика, Быстрой и Зун-Мурия (абсолютная высота около  $2400$  м) покровы базальтов прослежены почти непрерывно на северо-запад до Еловского отрога ( $1300$  м), а в центре Тункинской впадины бурением обнаружены на глубине  $2200$  м ( $1500$  м ниже уровня моря).

Аналогичным образом, но с меньшим наклоном (около  $5^\circ$ ) покровы базальтов спускаются с востока до (а затем и ниже) уровня оз. Косогол с меридионального хребта, расположенного между озером и бассейном р. Ури-Гол (А. Х. Иванов, 1953).

4. На Центральном (Окинском) плоскогорье плато-базальты, по наблюдениям автора, наклонены на север под углом  $1-3^\circ$ , а местами и круче.

5. От водораздельных высот Хамар-Дабана третичные покровы полого наклонены на юг. Здесь отделение их от четвертичных долинных базальтовых потоков, к сожалению, не везде возможно.

Все эти факты позволяют считать, что в Западном Прибайкалье поверхность третичного пенеэлена с покровами базальтов выпукло изогнута. На фоне общего плавного изгиба отчетливо проявляются более крутые изгибы второго порядка, приуроченные к юго-восточным краям впадин. Наблюдая сбросовые уступы с северной или западной стороны впадин (Косогольской, Тункинской, Окинской), трудно решить, в какой мере и вообще проявились ли в этих местах пластические деформации. Острые наблюдения говорят о том, что сбросовый уступ в Тункинской впадине сочетался с изгибом (или, возможно, развился на изгибе).

На это указывают редкие, небольшие обрывки базальтовых покровов на южном склоне Тункинских гольцов на высоте порядка 500—600 м над дном впадины; эти покровы наклонены на юг, в сторону последней. Кроме того, полого наклоненный в сторону оз. Косогол базальтовый покров хорошо виден на южном склоне массива Мунку-Сардык на высоте около 2500—2700 м.

Новые геофизические данные, по Булмасову, также указывают на подъем погребенного кристаллического ложа Тунгинской и Баргузинской впадин в сторону краевых сбросов. Это обстоятельство очень хорошо согласуется с представлением о связи краевых байкальских разломов с резкими изгибами фундамента.

Пологие изгибы третичного пенеппена фиксируются А. Х. Ивановым в восточном Прикосоголье и при отсутствии базальтовых покровов — по плавно-округлой форме водораздельных высот и распределению речной сети. В соответствии с ориентировкой структуры докайнозойского фундамента тот же автор выделяет между оз. Косогол и верховьями р. Джиды два меридиональных и два широтных сводовых поднятия (А. Х. Иванов, 1953).

В. В. Ламакин также считает возможным наметить выпуклый перегиб поверхности третичного пенеппена, к которому он причисляет плоскогорье между истоками рр. Ангары и Култука, а также Приморский и Байкальский хребты, и идет в этом отношении еще дальше, считая все хребты, окружающие Байкал, сводовыми поднятиями (Ламакин, 1952б, 1955б).

Новые наблюдения в Икатском и Баргузинском хребтах, Тункинских гольцах и Хамар-Дабане позволили развить и детализировать представления о сводовых изгибах земной коры в Прибайкалье. Подробное изучение внутривпадинных перемычек в Тунгинской полосе обнаружило структуру выпуклого изгиба, разбитого сбросами. В сбросовых уступах удалась констатировать остатки излившихся базальтовых покровов, сначала наклоненных в глубь впадины, а позже раздробленных и превращенных в брекчи по линии Тунгинского сброса.

Бурение, геофизика и геологическая съемка выявили наличие ядер кристаллического фундамента под обширными песчаными массивами, т. е. наличие куполовидных структурных форм. Особый интерес с этой точки зрения представили мощные толщи плейстоценовых песков, которые и ранее фиксировались многими исследователями на очень высоких уровнях на южных и восточных краях Торской, Тунгинской, Баргузинской, Верхне-Ангарской и других впадин при отсутствии этих песков на противоположных склонах, представленных сбросовыми уступами. Выяснилось, что непрерывное повышение уровня залегания постплиоценовых песков (залегających внутри впадин до глубин 250—500 м) на южных склонах сопровождается совершенно плавным и очень пологим повышением их кристаллического фундамента. Тем самым было доказано, что сводовое изгибание в южных краях перечисленных впадин продолжалось еще в среднем и верхнем плейстоцене, достигнув при этом амплитуд 100—150 м. Пологие, но ясно выраженные в рельефе валы и купола, в строении которых участвуют плейстоценовые пески, выявлены С. М. Замараевым и Н. А. Логачевым в значительном числе на южной окраине Баргузинской впадины.

Наличие линейных сводовых изгибов, совпадающих с высокими протяженными горными хребтами, установлено для северной части Байкальской горной области Л. И. Салопом. К сожалению, здесь почти

отсутствуют какие-либо фиксированные кайнозойские поверхности, деформации которых могли бы быть замечены и измерены. О наличии крупных кайнозойских вертикальных поднятий в восточной части Саяно-Байкальского высокогорья свидетельствуют положение очень мощной (1000-метровой) толщи угленосной юры в хр. Кодар на краю Чарской впадины (Павловский, 1933; Арсеньев, 1954), а также приуроченность серии покровов третичных андезито-базальтов к водоразделу очень высокого Каларского хребта, обрамляющего с юга одноименную впадину. Мы не можем совершенно уверенно судить о «структуре» этих поднятий, относимых одними исследователями к «плоским», горстовым, другими — к «кривым», сводовым. Тем не менее в свете новых материалов об изгибах древнего фундамента в Центральном и Западном Прибайкалье наиболее вероятной кажется сводовая природа названных и соседних с ними хребтов. Это предположение вытекает также и из общепризнанного глубокого внутреннего единства структуры и геологической истории всего рассматриваемого высокогорного пояса.

Для уверенной квалификации отдельных крупных горных хребтов Прибайкалья в качестве молодых складкоподобных сводовых поднятий очень большую помощь могло бы оказать знание морфологии фундамента в погребенных днищах кайнозойских впадин. По этому вопросу пока известно следующее.

Складчатые неогеновые отложения южного побережья Байкала налегают на древний кристаллический фундамент Хамар-Дабана, покрытый корой выветривания. Поверхность фундамента, будучи параллельной третичным слоям, согнутым в складки, доказывает тем самым свое участие в пластических дислокациях (Пальшин, 1955). Распространяясь к северу под уровень Байкала, глубины которого нарастают вначале медленно (что дает возможность видеть на аэроснимках мелкие, опрокинутые к северу и разорванные сбросами складки в довольно широкой полосе мелководья), а затем очень быстро, танхойская неогеновая свита образует южное крыло обширного, совершенно реального прогиба. Остается, однако, неизвестным, имеется ли у этого третичного прогиба противоположное, северное крыло, ибо оно могло вначале быть и затем исчезнуть за счет основного Байкальского разлома и частичной денудации, а могло и вообще отсутствовать, если во время накопления осадков танхойской свиты Байкальский разлом все время оставался деятельным.

Восточнее, в дельте р. Селенги докайнозойский фундамент вскрыт рядом глубоких скважин, линия которых примерно совпадает с биссектрисой внутреннего, т. е. направленного в глубь суши угла дельты. Как выяснилось, поверхность кристаллического фундамента вначале очень полого наклонена в сторону Байкала, а затем погружается очень резко, что, вероятно, связано с продольным разломом. Мощность неоген-четвертичных отложений, лежащих на пологой наклонной поверхности фундамента, достигает у с. Творогово 1800 м. Таким образом вряд ли и здесь можно отрицать наличие широкого, пологого прогиба.

Сложноволнистой поверхностью обладает, по данным гравиметрии, кристаллический фундамент, погребенный под мощными рыхлыми отложениями в Баргузинском заливе и на Чивыркуйском перешейке. Ось этого сложного прогиба огибает с юго-востока п-ов Святой Нос, а против устья р. Баргузина она поворачивает почти под прямым углом на запад и погружается в глубины Байкала. Конечно, судить совершенно уверенно о том, что фундамент под Баргузинским заливом сложно изогнут, на этом основании нельзя. Однако и следов крупных сбросовых уступов

в глубине залива и на Чивыркуйском перешейке мы также не видим. Такие уступы, по данным Булмасова, намечаются лишь во внешней, открытой части залива, у юго-западной оконечности Святого Носа.

Интересный материал по тому же вопросу был получен при изучении Баргузинской впадины. В контуре ее аккумулятивного поля фундамент был достигнут тремя буровыми скважинами; кроме того, в южной части впадины был выполнен целый комплекс геофизических работ. При этом со всей отчетливостью установлено, что 2000-метровый рыхлый покров залегает внутри плоского несимметричного корытообразного прогиба, поверхность которого вблизи западного борта и в наиболее опущенной средней части построена весьма просто. Она характеризуется спокойным отрицательным гравимагнитным полем и почти горизонтальным положением отражающих площадок. С приближением к западному борту линии изоманомал постепенно сгущаются, что указывает на плавный подъем фундамента навстречу Баргузинскому сбросу. Противоположный, восточный борт относительно пологий, но построен сложнее. В его пределах отмечен ряд гравимагнитных минимумов и относительных максимумов, довольно хорошо выраженных морфологически (в ядрах песчаных массивов-куйтунов — подбемы кристаллического фундамента, в заболоченных низинах — его прогибы). Погребенные неровности подземной части восточного (Икатского) склона в ряде случаев непосредственно связаны с его наружными формами и служат их продолжением (рис. 40).

Подтвердилось и предположение о том, что Тункинская впадина представляет асимметричный межгорный прогиб синклиналичного типа, в котором верхние горизонты кайнозойского покрова залегают спокойнее и занимают большую площадь, нежели нижние. Сравнение разрезов неоген-плейстоценовой толщи показало, что мощность и число покровов базальтов, базальтовых туфов, туфогенных песчаников, рыхлых конгломератов и алевролитов в главном прогибе впадины гораздо больше, чем на соседнем Еловском отроге. Подобные черты, как указывалось, свойственны также Баргузинской и, по-видимому, другим впадинам байкальского типа, в которых накопление осадков и слоеобразование протекали одновременно с дифференциацией ложа впадины на внутренние прогибы и поперечно-диагональные поднятия. Выше, кроме того, было указано, что Еловский отрог, как и другие подобные ему внутривпадинные перемычки, формировался под воздействием соседних с ним опускающих в Торской и Тункинской впадинах. Повышение поверхности террас и появление у них гнейсового докола по направлению от этих впадин к отрогу, несомненно, свидетельствуют о наклоне фундамента как в ту, так и в другую сторону (т. е. на запад и на восток).

Геофизические работы в Тункинской и соседних с ней впадинах были проведены в ограниченном объеме и остались, по существу, в опытно-методической стадии. Относительно успешно было проведено лишь вертикальное электрическое зондирование, охватившее юго-восточную часть Тункинской впадины и позволившее оценить порядок мощностей рыхлой толщи, а также представить общие черты рельефа погребенного фундамента. Анализируя эти материалы, мы видим, что сложные Тункинская и Баргузинская впадины построены в общем одинаково. Им в равной степени свойствен асимметричный корытообразный прогиб, непрерывный и плавный переход погребенного фундамента в открытый южный склон, несущий остатки песчаного покрова, чередование внутренних впадин и перемычек-поднятий. Наряду со сходством в их строении имеется и существенная разница: в Тункинской группе впадин пере-

мычки выше, а внутренние впадины глубже, чем в Баргузинской. В первой перемычки теснее связаны с северным, более крутым, склоном, во второй — с южным, более пологим.

Явления прогибания в Тункинской впадине выражены особенно ярко в расщеплении лавовых покровов, локальном накоплении в ее центре туфогенных пород, в глубоком погребении четвертичных торфяников и в фактах, свидетельствующих о продолжении опусканий дна впадины в современную эпоху.

Одним из существенных фактов, указывающих на наличие пластических изгибов в фундаменте впадин байкальского типа, является выделение в кайнозойском покрове Тункинской, Усть-Селенгинской и Баргузинской впадин ряда горизонтов, отличающихся друг от друга электрическими сопротивлениями (рис. 37).

К сожалению, увязать эти горизонты с их литологическим составом, т. е. сопоставить разрезы электрический и стратиграфический, ни в одном случае не удалось. Тем не менее нельзя не обратить внимания на то, что горизонты различных сопротивлений, располагаясь на разных глубинах внутри осадочной толщи, в общих чертах (и во всех названных впадинах) примерно параллельны как друг другу, так и своему фундаменту. Это обстоятельство служит косвенным дополнительным мотивом в пользу существования пластических деформаций фундамента.

Сравнивая пластические деформации в мезозойских и кайнозойских прогибах, несмотря на известные допуски и недостаточность фактического материала, нельзя не отметить их большое сходство. Тем и другим прогибам свойственна асимметрия, плоское или слабо вогнутое днище, тесная (хотя и не всеобщая) связь с разломами, наличие внутренних мульд и выпуклых перемычек, а также зон интенсивного смятия. Амплитуды прогибания резко различны, хотя и не могут непосредственно сравниваться по той причине, что в мезозойских впадинах Забайкалья мы видим итог как прогибания, одновременного с осадконакоплением, так и последующего общего подъема с изъятием из прогиба эрозией некоторой доли первоначального объема юрско-меловых толщ. Во впадинах байкальского типа мы наблюдаем либо очень недавно законченную, либо еще далеко не законченную стадию прогибания, темп которого местами все еще не компенсируется накоплением осадков (Байкал, Косогол). Естественно, что мезозойские впадины в своем развитии ушли гораздо дальше и сейчас находятся на нисходящей его линии. Что же касается байкальских впадин, то не только озерные (Байкал, Косогол), но и «сухопутные» их представители остаются, по видимому, в более ранней стадии развития, чем, например, одновозрастные и во многом им близкие межгорные впадины Тянь-Шаня. Одним из обстоятельств, подтверждающих это предположение, является отсутствие в Прибайкалье заведомо кайнозойских надвигов. Последние, по видимому, здесь еще не успели развиться в краях кайнозойских прогибов; по той же причине и четвертичные толщи в них дислоцированы локально и довольно слабо. К оценке роли разломов в молодой структуре Прибайкалья мы перейдем ниже.

В заключение следует остановиться на одном из возможных возражений против изложенных представлений. Дело в том, что в мезо-кайнозойской истории Прибайкалья некоторые исследователи усматривают громадную роль эрозии, якобы вначале создавшей очень глубокие и широкие долины на месте современных впадин, которые затем были заполнены осадками; в современную эпоху при возобновлении эрозии рыхлые

бые конгломераты, брекчии, гравийные и грубозернистые пески, тяготеющие к краевым частям впадин и замещаемые в центральных частях последних более мелкозернистыми осадками — песками, алевролитами, глинами.

Внезапное увеличение роли грубообломочных пород в разрезах впадин, несомненно, явилось следствием усилившихся вертикальных дифференциальных движений; естественно полагать, что ускорение последних происходило более или менее одновременно во всех соседних впадинах.

Другая важная особенность заключается в повсеместном высоком насыщении значительной части отложений верхней толщи гидроокислами железа как в аутигенной, так и в терригенной форме (Логачев, 1956). Это явление также, конечно, связано с особыми тектоническими и геохимическими условиями, возникшими в Прибайкалье после отложения миоцен-плиоценовых, в той или иной мере угленосных, песчано-глинистых осадков. На краях впадин последние покрываются брекчиями, конгломератами, гравелитами, песками. Смена в механическом составе пород, особенно отчетливая у бортов, образованных сбросами, постепенно теряет резкость внутри впадин и в центральных частях местами совсем не улавливается. Все это, конечно, обусловлено механической дифференциацией. Но и в тех случаях, когда соответствующая граница не проявляется в изменении механического состава осадков, верхняя толща опознается без особого труда по повышенному содержанию в ней гидроокислов железа.

Условием, подготовившим к переносу и отложению сравнительно большие массы железа, по-видимому, была довольно мощная плиоценовая кора выветривания в областях сноса. Действительно, ее остатки в настоящее время известны во многих пунктах Прибайкалья: в бассейне р. Баргузина отмечены В. В. Ламакиным и С. М. Замираевым, в бассейне р. Витима — С. Г. Мирчинк и др., на западном склоне Еловского отрога в Тункинской впадине — Н. А. Флоренсовым и Н. А. Логачевым. В этой связи очень интересны указания Л. Т. Климовой и Г. Б. Пальшина на наличие в составе «фаций» речных конгломератов, относящихся к толще плиоценового возраста, развитой на южном берегу Байкала, каолинизированных «рухляковых» обломков кристаллических пород. Наконец, красноцветные глины, суглинки и пески бассейна р. Селенги, содержащие остатки гиппариона, сами представляют продукт наземной коры выветривания. Все эти факты свидетельствуют в пользу предположения о том, что в раннем (?) плиоцене в Прибайкалье формировались плащи, состоящие из продуктов глубокого выветривания. Необходимые для этого предпосылки — спокойный рельеф, относительный тектонический покой, умеренно теплый и влажный климат — были налицо, о чем говорит состав отложений и заключенная в них пыльца. Следует, по-видимому, предполагать, что формирование коры выветривания отвечало значительному региональному перерыву, с которым совпало не только сглаживание рельефа, но и изменение в составе фауны и флоры. И действительно, в отложениях обломочной толщи, содержащей продукты размыта коры выветривания, совершенно исчезают следы субтропической растительности, обедняются представители широколиственных лесов и на их место заступают хвойные, близкие к современным; одновременно происходит вымирание представителей китайско-монгольского и балканского комплексов малакофауны и развитие групп моллюсков, в основном доживших до современности (Мартинсон, 1951).

толщи были размыты, горные склоны обнажены и т. д. Сторонники такой точки зрения отрицают существование в Прибайкалье прогибов и сводов как форм пластической тектоники; все особенности как наружного, так и погребенного рельефа домезозойского фундамента ими объясняются сбросовой тектоникой и денудацией. Кратко рассмотрим доводы «за» и «против».

Речные фации, действительно, широко представлены в разрезе как юрско-меловых, так и кайнозойских отложений Прибайкалья. Четко-образное расположение впадин, их частичное использование современными речными долинами, следы высоких террас с остатками аллювия — все это факты, говорящие о возможности бывшего соединения замкнутых или полузамкнутых депрессий в связную долинную систему. В некоторых крупных депрессиях установлены, как отмечалось выше, следы глубоких речных русел, врезанных в мезозойскую толщу и заполненных речными отложениями мощностью 60—70 м и более.

Все эти данные свидетельствуют о несомненном участии в развитии мезо-кайнозойских впадин водно-эрозионных процессов. Фациальный состав рыхлых толщ показывает, что временами роль текучих вод становилась особенно заметной, временами значительно ослабевала. Но вместе с тем многие существенные черты мезо-кайнозойских впадин с изложенной точки зрения не находят себе объяснения. Прежде всего, помимо речных (русловых и пойменных) фаций, в составе верхнемезозойской и неоген-четвертичной толщ огромную роль, как известно, играют фации озерные, болотные, предгорные (конусы выноса, субаэральные дельты, возможно морены, зандры), вулканические (лавы, туфы, туффиты). Распределение этих фаций вверх по разрезу и в поперечниках впадин указывает на преимущественную роль в их питании обломочного материала ближайших горных склонов. Наличие ритмов в мезозойской угленосной толще и ее большая мощность говорят о высокой подвижности дна впадин, о колебательном режиме движений, проявившихся на фоне общих медленных опусканий. Далее, идея пассивного заполнения мезозойскими осадками глубоких эрозионных долин противоречит и характер их налегания на древний фундамент; несомненно, что при всех условиях (и при наличии, и при отсутствии явно выраженной коры выветривания) происходила предварительная подготовка ложа для этих осадков. Присловное залегание, указывающее на готовую, почти неподвижную форму углубления в фундаменте и на быстроту осадконакопления, в мезозойских толщах встречается очень редко. Кроме того, для отдельных впадин установлено, что материал, поступавший в осадок, сносился с поперечных поднятий-перемычек. Следовательно, современные цепочки впадин и в далеком прошлом не являлись непрерывно и последовательно соединенными друг с другом звеньями одной долинной системы. Морфология самих перемычек также свидетельствует о том, что они развивались одновременно с разделяемыми ими соседними впадинами,<sup>1</sup> а не возникли путем последующих поперечных поднятий в нормально развитых речных долинах.

Несомненно, однако, что, начиная с плиоцена, в Забайкалье оформилась близкая к современной долинная сеть, захватившая своими частями и мезозойские впадины. При этом «нанизывания» впадин,

<sup>1</sup> Таковы горы Харуха между Гусиноозерской и Боргойской впадинами, перемычки между впадинами долины р. Хилка, Еловский и Ниловский отроги в Тувинской полосе и т. д.

составляющих тот или иной единый линейный комплекс, на общий длинный «ствол» не могло произойти, во-первых, потому, что их разделяли антиклинальные перегибы — высокие горные перемычки, и, во-вторых, в основном потому, что отметки поверхностей аккумуляции в смежных впадинах, располагавшихся над неравноглубокими прогибами фундамента, не могли быть соответствующим образом согласованы и соединены руслами рек.

По-видимому, гораздо значительнее была роль эрозийных процессов в развитии впадин байкальского типа. Перемычки между соседними их звеньями обычно прорезаны эпигенетическими ущельями рек (Иркут, Баргузина, верхней Ангары и др.), указывающими на древность соответствующих потоков. Однако размеры и глубины этих впадин, равно как мощности и фациальный состав осадков в них, говорят о том, что явления эрозии и водной аккумуляции лишь сопровождали общий бесспорно эндогенный процесс, будучи одной из его первых, наиболее существенных производных. Что касается деталей погребенного рельефа фундамента кайнозойских осадков, то они могут, конечно, отчасти иметь и денудационное происхождение. Все же в свете общих палеогеографических данных (отсутствие в Прибайкалье следов резко расчлененного палеогенового рельефа, фациальный характер низов неогеновой толщи в байкальских впадинах, широкое развитие преднеогеновых пенепленов во всей Центральной Азии), а также наличия, судя по керну буровых скважин, признаков очень молодых смещений вблизи погребенного фундамента можно думать, что рельеф последнего обязан в основном не денудации, а тектонике.

Если высказанные в данной главе положения о связи прогибания и осадконакопления верны, то строение и фациальный состав рыхлых толщ, выполняющих мезо-кайнозойские впадины Прибайкалья, являются прямым результатом последовательных и длительных изменений емкости (объема) и формы этих впадин.

## Разломы

Громадная роль разломов в мезозойской и новейшей тектонике Прибайкалья подчеркивалась почти всеми исследователями и прежде всего В. А. Обручевым. Теоретическую основу таких представлений составляла идея о том, что жесткий кристаллический массив Восточной Сибири как складчатое сооружение был сформирован к началу или в начале палеозоя и на все последующие тектонические движения мог реагировать преимущественно (или только) расколами (В. А. Обручев, 1929: 1935—1938). В позднейших работах по разным районам Прибайкалья описываются разломы, выявленные при площадном геологическом картировании по невязкам в распределении контуров слоистых толщ, линейному протяжению выходов различных тектонитов, выходам базальтов, горячих источников и т. д. Существует, наконец, ряд работ, в которых разломы описываются исключительно по геоморфологическим данным. Излишне подчеркивать неравноценность таких приемов; тем не менее в сочетании друг с другом все они, конечно, могут применяться в геологической практике.

Несомненно, что разломы в Прибайкалье впервые были выявлены по резким морфологическим уступам. Большая крутизна берегов Байкала была одним из главных оснований для квалификации его впадины как грабена. Впоследствии и менее значительные морфологические уступы, и

ясно очерченные подножия многих линейно вытянутых горных возвышенностей изображались на картах как разломы. По-видимому, во многих случаях авторы геологических карт прибегали к изображению разломов при всевозможных затруднениях, связанных с картированием, и в рамках господствующей концепции о глыбовом строении сибирских гор такой подход казался естественным. Так, угловатые очертания некоторых впадин порой служили главным основанием для их ограничения на картах сбросами со всех сторон, как например, у Аверьянова, Зегебарта, Шахаровой. Геофизические данные также истолковывались с точки зрения господства в Прибайкалье сбросовой тектоники.

Детальное структурное картирование, выполненное в последние годы в районах отдельных месторождений (угля, слюды, графита, редких металлов и др.), новые данные о сейсмичности Прибайкалья и в особенности аэросъемки горных районов дали новый, гораздо более точный материал о наличии разломов в толщах различного возраста. Эти работы доказали действительно широкое распространение разломов, из которых, как оказалось, только небольшая часть выражена в рельефе. Выяснилось, что ряд разломов позднемезозойского возраста не мог быть обнаружен геоморфологическими методами (поперечные сбросы на берегах оз. Гусино, надвиг на юго-восточной окраине Боргойской впадины, разломы в долине р. Тугнуя и др.). С другой стороны, некоторые заведомо древние разломы оказались выявленными в рельефе, но чисто пассивно, в виде своеобразных узких желобов, проложенных по зонам рыхлых брекчий и других тектонитов, представляя вторичное, денудационное образование (бассейны рр. Ингоды, Хилка, Селенги). В стенках трещин, занятых дайками кайнозойских базальтов и мезозойских лампрофилов, как и следовало ожидать, не было обнаружено признаков значительных вертикальных смещений. Против ожидания, следы разломов не были обнаружены по краям некоторых мезозойских впадин. Пришлось также «развенчать» многие из тех разломов, считавшихся молодыми, существование которых доказывалось геоморфологическими наблюдениями. Так, несуществующими оказались сброс по р. Кынгартге в обрамлении Тункинской впадины, на который указывали А. В. Львов и В. В. Ламакин, сброс по долине р. Цаган-Угун в Торской впадине, отмеченный Е. Н. Щербаковой и Л. П. Полкановой, сброс по южной границе распространения третичных отложений на побережье Байкала, указанный Ю. М. Шейнманном, Г. Е. Рябухиным и др. Несуществующими окажутся, несомненно, и многие другие разломы, помеченные на некоторых старых геологических картах.

Из сказанного не следует, что разломы в Прибайкалье имеют ограниченное развитие. Бесспорно, их роль исключительно велика и была таковой, по-видимому, уже в начале палеозоя, но в одних районах она преувеличивалась, в других недооценивалась.

Имеющиеся материалы доказывают справедливость представления о «податливости на излом», повышенной хрупкости домезозойского фундамента во всем Прибайкалье, в особенности в полосе современного высокогорья, т. е. в зоне максимального в Восточной Сибири растяжения земной коры.

С. В. Обручеву принадлежит идея опоясывания южного выступа Сибирской платформы великим краевым разломом, заложенным еще в протерозое (Обручев и Великославинский, 1953). Эта идея весьма интересна во многих отношениях; она касается очень сложного вопроса о возрасте Сибирской платформы, существовавшей, как кажется, уже в ри-

фее, а может быть, еще раньше. Работы последних лет показывают, что краевой разлом действительно существует и что он, будучи выраженным в рельефе, связан с неглубокими местными очагами землетрясений, т. е. остается деятельным до настоящего времени.

Приуроченность многих разломов к краевым частям как мезозойских, так и кайнозойских впадин в свое время породила несколько одностороннюю и постепенно теряющую своих приверженцев гипотезу о простых горстах-хребтах и грабенах-впадинах, гипотезу, в которой пластические деформации фундамента вовсе не находили себе места.

Громадное большинство прибайкальских разломов, проявлявших активность в кайнозое, бесспорно относится к категории нормальных сбросов. Нет ни одного случая (за исключением, пожалуй, разломов на западной окраине Косокольской впадины, трактуемых А. Х. Ивановым как надвиги или взбросы), когда можно было бы доказать наклон поверхности разлома под горные массивы, окаймляющие впадины байкальского типа. С другой стороны, на окраине, а также кое-где и в пределах самих позднемезозойских впадин закартированы взбросы или крутые надвиги. Конечно, для доказательства или отрицания движений по таким надвигам в верхнетретичное время мы просто не имеем никаких оснований, а поэтому принуждены оценивать возраст разломов только по возрасту затрагиваемых ими толщ и в некоторой степени также по характеру выражения разломов в современном рельефе.

Мы уже указывали те признаки, на основании которых в Прибайкалье устанавливались молодые разломы. Многие из них сомнительны. Такие критерии, как выходы эффузивных пород, хотя бы и слагающих полосовидные участки, дайки и вулканы (обычно маленькие шлаковые конусы), мы считаем не пригодными для этой цели, если отсутствуют другие данные, подтверждающие наличие разлома. Наибольшее значение при геологическом картировании совершенно справедливо придавалось выявлению и прослеживанию контактов различных толщ, а также разнообразным тектонитам — единственному надежному признаку разломов, проходящих внутри полей однородных пород (гранитов и т. д.).

Полученные данные показывают, что разрывы, затрагивающие угленосную мезозойскую толщу, иногда имеют довольно сложные, извилистые контуры (Ангарский, Посольский, Хилоцкий надвиги), но и прямолинейные разрывы нередки. Разломы, развитые по краям кайнозойских прогибов, образуют, как правило, прямые или резко изломанные линии, либо плавные дуги с большим радиусом кривизны. Резкие уступы и «треугольные склоны», т. е. плоские фасы междолинных поперечных возвышенностей, создающие единый прямолинейный обрыв у подножий хребтов, имеются только на краях (обычно по одной длинной стороне) кайнозойских впадин.

Тектониты, связанные с мезо-кайнозойскими разломами, весьма разнообразны. В некоторых местах в зоне одного и того же разлома выделены грубо рассланцованные породы, катаклазиты, рыхлые и плотные перекристаллизованные милониты, цементированные и рыхлые брекчии, какириты. Изучение всех этих тектонитов, их взаимоотношений с жильными породами, пересекающими разломы, показывает, что большинство последних было заложено очень давно. Это обстоятельство можно считать доказанным для разломов, идущих по южным подножиям Заганского, Малханского и Баргузинского хребтов, Тункинских гольцов, для отдельных отрезков, а возможно и для всего западного Байкальского (Обручевского) сброса и для Главного саянского разлома; весьма ве-

роятно, что очень длительную историю имеют прерывистый разлом, идущий по северным подножиям Моностойского хребта вдоль оз. Гусино, широтные разломы в среднем и верхнем течении р. Джиды. С. В. Обручевым в ряде работ было показано, что в южной части Восточного Саяна широтные кайнозойские разломы унаследованы от древних каледонских разломов. Не исключена, далее, вероятность весьма древнего возраста разломов в зоне Ангарского надвига, хотя сама эта структура, состоящая из нескольких чешуй с различной ориентировкой движения, сформировалась только в позднем мезозое. На такую возможность указывают, с одной стороны, зоны плотных перекристаллизованных милонитов (часто сопровождающихся дайками измененных диабазов) в надринутых толщах архея, резкое отличие этих милонитов от рыхлых милонито-брекчий в непосредственном контакте архея и юры, а главное — присутствие древних перекристаллизованных милонитов в виде крупных глыб в составе юрских конгломератов, представляющих лежащее крыло Ангарского надвига. Можно, по-видимому, не сомневаться, что при дальнейшем более детальном изучении будет доказана значительная древность многих других разломов в Прибайкалье и Забайкалье.

При изучении угленосных мезозойских отложений подмечено, что по мере приближения к краевому разлому, проходящему в подножии горного обрамления, тонкозернистые породы становятся все более грубозернистыми, а затем переходят в брекчии и конгломераты, местами очень грубые. Такие переходы обычно имеют место с одной, редко с двух сторон мезозойского прогиба. Как показали разведки на оз. Гусином и в долине р. Хилка, замещению грубообломочными породами подвергаются даже мощные угленосные пачки, при этом в составе обломков в конгломератах и брекчиях преобладают коренные породы, слагающие ближайший, т. е. осложненный разломом борт впадины.

Эти наблюдения заставляют согласиться с тем, что некоторые краевые разломы функционировали почти непрерывно в течение весьма длительного времени (в районе оз. Гусино — от нижней юры до нижнего мела включительно), оказывая при этом непосредственное влияние на ход осадконакопления в соответствующей впадине. Ряд структурных аналогий позволяет признать очень вероятным подобный тектонический режим и для южной окраины Иркутского угленосного бассейна, где на месте Ангарского надвига в юре мог функционировать крупный краевой разлом. Такие разломы, длительно живущие и непосредственно связанные с осадконакоплением в межгорных и предгорных впадинах, можно было бы с полным правом называть «конседиментационными».<sup>1</sup>

Как отмечено выше, разломы, принимавшие участие в создании и оформлении кайнозойских впадин, представляют в огромном большинстве нормальные, очень крутые сбросы. Кроме морфологических особенностей, выявляемых при картировании и выраженных в современном рельефе («треугольные склоны» Тункинских гольцов, Окинской цепи, Байкальского, Баргузинского и других хребтов), их диагностическими признаками служат рыхлые брекчии, ориентировка зеркал скольжения и борозд на них, а отчасти также результаты интерпретации механизмов очагов местных землетрясений. Выходы глубинных, в том числе и термальных вод, которыми славится Прибайкалье, также указывают на нор-

<sup>1</sup> Термин «конседиментационный» введен С. С. Шульцем (1948) для обозначения складчатости, одновременной с осадконакоплением.

мальный характер сбросов. Эти выходы, как правило, располагаются по линиям наблюдаемых разломов.

Возможно, конечно, что некоторая часть разломов представляет собой взбросы или очень крутые надвиги, которые, вообще говоря, известны в докембрийском фундаменте и местами довольно подробно изучены. На такую возможность указывал и В. А. Обручев. Тем не менее трудно согласиться с воззрениями А. Х. Иванова на Тункинскую структуру как на двухсторонний рамп (А. Х. Иванов, 1953). Ни одного факта в пользу такого представления на самом деле не имеется, и А. Х. Ивановым на Тункинскую впадину просто перенесены взгляды, сложившиеся у исследователя при изучении района оз. Косогол. Выше отмечалось, что Тункинская и Косогольская структуры действительно имеют большое сходство, несмотря на различную ориентировку. Поэтому и краевой разлом, оконтуривающий первую впадину с севера, а вторую — с запада, было бы, пожалуй, правильно интерпретировать одинаково. Но Тункинский разлом — типичный нормальный сброс, что доказывается различными данными (в том числе бурением и анализом сейсмических данных). Доказательств же наличия надвига в западном борту Косогольской впадины А. Х. Иванов никаких не приводит, более того, указывает, что сам разлом непосредственно нигде не был наблюдаем, хотя в его существовании нельзя сомневаться (А. Х. Иванов, 1953, стр. 180). Интерпретация Косогольского разлома (или двух параллельных разломов) в виде надвига с перемещением всякого крыла на восток, в сторону впадины, как одно из возможных решений, конечно, возможна. Однако, учитывая все сказанное, больше оснований считать и этот разлом сбросом, аналогичным Тункинскому.

Как известно, гипотеза рампа не выдержала испытаний времени и в применении к Африканско-Эритрейским впадинам, к грабену Чивакум (США), Рейнскому грабену и, наконец, к Байкалу. С другой стороны, имеются убежденные сторонники интерпретации краевых разрывов во впадинах Тянь-Шаня как надвигов, причем действительно мезокайнозойская тектоника Тянь-Шаня имеет много сходных черт с молодой тектоникой Прибайкалья. В то же время не могут не быть приняты во внимание общезвестные особенности структуры и истории развития Прибайкалья: несомненно большая, по сравнению с Тянь-Шанем, хрупкость и раздробленность его докембрийского фундамента, более умеренная складчатость и ограниченное развитие кайнозойских отложений. Самое же главное заключается в невозможности интерпретации ни одного разлома, принимающего непосредственное участие в оформлении впадин байкальского типа, в качестве надвига. Поэтому, с нашей точки зрения, было бы неверно пытаться, вопреки фактам, применять к кайнозойским впадинам Прибайкалья «правило Леукса» (Шульц, 1948). Если при дальнейшем очень детальном изучении здесь и будут обнаружены очень молодые надвиги, то, по-видимому, они окажутся все же второстепенными структурными элементами.

Вопрос об амплитуде сбросов в Прибайкалье неоднократно поднимался в литературе Н. В. Думитрашко, В. В. Ламакиным, Н. А. Флоренсовым и др. Признавая эти амплитуды очень значительными, нельзя, однако, согласиться с методикой их исчисления по разнице высот соседних горных вершин и днища самой впадины, соответственно принимаемых за поднятое и опущенное крыло сброса.

Амплитуды этих высот действительно дают очень большие цифры (3400 м для Баргузинской впадины, 4100 м, а возможно, и более, — для

Тункинской, до 2500 м — в среднем Байкале, свыше 3000 м — в северном Байкале, свыше 5000 м — для дельты р. Селенги).<sup>1</sup> При этом некоторые авторы подчеркивают, что подсчитанные ими амплитуды на самом деле занижены, ибо в них не учитывается снижение первичной высоты хребтов денудацией, а для Байкала не принимаются во внимание мощности донных осадков. Такие оговорки, конечно, справедливы, но тем не менее методика исчисления амплитуд сбросов по гипсометрии фундамента на вершинах хребтов и на дне примыкающих к ним впадин безусловно неверна. В подобных расчетах совершенно не учитывается искривление фундамента, направленное вверх в основных хребтах и вниз — во впадинах. Признавая наличие таких искривлений и даже приводя их доказательства, В. В. Ламакин, например, не считается с этим важнейшим фактором при исчислении амплитуд сбросов (Ламакин, 1952б).

Работы последних лет внесли в рассматриваемый вопрос большую ясность. Плавное увеличение градиентов силы тяжести от бортов впадин к их центру, соответствующий ход магнитных изоаномал, распределение глубин фундамента по интерпретации данных вертикального электрического зондирования, положение и наклоны отражающих площадок — словом, весь комплекс геофизических данных подтверждает наличие плавного прогиба фундамента во впадинах, хотя прогиб этот в отдельных случаях нарушается крутыми, вероятно сбросовыми, уступами. Как уже отмечалось, наличие пологого наклона фундамента к центру впадины Байкала констатировано в дельте р. Селенги бурением ряда глубоких скважин. Таким образом, изгибы древнего фундамента являются доказанными, а они вносят значительные отрицательные поправки в те грубые цифры амплитуд, которые приведены выше. Поэтому, к сожалению, ни в одном случае мы не можем считать измеренной амплитуду хотя бы одного из крупных сбросов.

Обращаясь к факту громадной, исчисляемой 1.0—1.5 тыс. км, суммарной протяженности байкальских сбросов вместе с их западными и восточными продолжениями и учитывая большую давность времени первичного заложения, нельзя не признать огромной глубины их проникновения в недра и, соответственно, крупных амплитуд перемещений. Только при этом условии может быть соблюдено требование количественной соразмерности в группе явлений, захватывающих по параллели дугу в  $11^\circ$ . В этой связи представляют большой интерес данные глубинной геофизики. Так, в результате работ А. А. Трескова и В. Н. Гайского обнаружена значительная неровность в подошве земной коры в пределах южного Байкала, связанная с резким изменением ее мощности: от 40 км в северном, «иркутском», блоке до 60—65 км в южном — «байкальском». Граница блоков примерно совпадает с проекцией Байкальского сброса, идущего вдоль подводного уступа Приморского хребта от сел. Култук в сторону о. Ольхон, и может быть интерпретирована как вертикальный разлом, уходящий до подошвы коры (Гайский, 1950; Тресков и Флорен-

<sup>1</sup> Здесь сопоставлены следующие округленные цифры: высота Баргузинского хребта 2700 м, глубина до фундамента Баргузинской впадины, по данным бурения в сел. Мойгото, — 1200 м, абсолютная высота впадины — 470 м; Тункинские голцы близ Аршана — 2600 м, глубина до фундамента, по буровой скважине у сел. Хурай-Хобок, не менее 2200 м, абсолютная отметка Тункинской впадины 700 м; высота о. Ольхон на Байкале — 1150 м, глубина озера напротив Ольхона 1740 м, отметка озера 457 м; Байкальский хребет — 2600 м, глубина озера — 990 м; Морской хребет — 1500 м, глубина до фундамента в дельте р. Селенги, по данным незаконченного бурения, более 2500 м, а по геофизическим данным даже 5000 м, абсолютная высота дельтовой равнины около 460 м.

сов, 1952; Флоренсов, 1954а). Эти данные подтверждают глубинность байкальских разломов и, по-видимому, заставляют признать их близость к известным глубинным разломам, проникающим в мантию Земли.

Признавая большую глубину заложения байкальских разломов при их огромной протяженности, следовательно, признавая весьма значительными и другие их параметры, необходимо все же считать, что новейшие, кайнозойские движения по ним имели амплитуды порядка от нескольких сот метров до 2—3 км. Это следует из факта, что ни один, даже самый крупный из известных в Прибайкалье разломов не прослеживается на значительное расстояние вполне непрерывно. На самом деле все они состоят из звеньев различной длины и, конечно, с различными амплитудами смещения. Сказанное подтверждается, например, тем, что на некоторых внутренних перемычках (Тункинская и Баргузинская группы впадин) молодые краевые разломы либо резко уменьшают свою амплитуду, либо вообще временно затухают.

Судя по наличию сложных морфологических уступов по линиям разломов, последние во многих случаях следует представлять как ступенчатые сбросы, из сравнительно небольших амплитуд которых складывается общая значительная амплитуда всей сбросовой зоны. На наличие в Прибайкалье ступенчатых сбросов указывали многие исследователи; оно подтверждается и самыми последними наблюдениями (Флоренсов и Лоскутова, 1953; Ламакин, 1955б).

По-видимому, перемещения по тектоническим макроступеням соответствуют также мелкие перемещения по микроступеням, идущие по границам очень тонких пластин (равных по толщине нормальной отдельности или еще меньших). Интегральным выражением всех этих смещений и являются амплитуды молодых прибайкальских разломов.

Рассмотрим теперь верхнемезозойские надвиги. Среди них твердо установленными по-прежнему остаются надвиги Ангарский и Посольский, возможно, когда-то связанные друг с другом (Шатский, 1933). Ряд чешуйчатых надвигов закартирован А. М. Бильтаевым в Итанцинской впадине — к востоку от Посольского надвига и на простирании последнего. На южной окраине долины р. Хилка между меридианом ст. Толбага и устьем р. Хилкосона установлен надвиг, срезающий угленосные юрско-меловые отложения, развитые в долине. В этих отложениях также констатированы небольшие надвиги. Аналогичное явление имеет место в южном борту Тугнуйской впадины. Крутой надвиг отмечен, далее, по восточному борту Гусиноозерской и Боргойской впадин, на Байнголском месторождении угля в одноименной впадине; разлом по северной окраине Чикой-Хилкокской впадины также трактуется А. С. Струговым и Б. А. Ивановым как надвиг с очень крупной амплитудой перемещения.

В смежном Восточном Забайкалье крутые мезозойские надвиги, местами выполаживающиеся и представляющие миниатюры тектонических покровов, известны во многих местах и описаны в районах Арбагара, Туры, Акви В. П. Масловым, Б. А. Ивановым, И. В. Лучицким и А. Е. Дербиной. Подобные же мезозойские структуры известны и в пределах Алданского платформенного массива (Ю. К. Дзевановский и др.). Амплитуды надвигов, приводящих в тектоническое соприкосновение породы докембрийского фундамента и мезозойские толщи, в рассматриваемой области, по-видимому, невелики. Для надвигов, развитых внутри мезозойских толщ, они обычно не превосходят сотен метров. Перемещение по окраинным надвигам также существенно не отразилось на структуре

впадин. Почти во всех наблюдаемых случаях породы мезозойского фундамента надвинуты на юрско-меловые конгломерато-песчаниковые толщи, представляющие окраинные, предгорные части угленосной молассы. Местами такие толщи включают в себя очень грубый материал, почти лишенный признаков транспортировки текучими водами. С другой стороны, в крыльях надвигов, проходящих внутри юрско-меловой толщи, соприкасаются сходные по литологическому составу и статиграфически близкие пачки. Все это позволяет оценивать вероятную амплитуду надвигов в пределах до нескольких километров.

Почти во всех известных в Прибайкалье случаях перемещение по мезозойским надвигам происходило с юга и юго-востока на север и северо-запад, от периферии впадин к их центру. Имеются указания на обратное направление перемещений (с северо-запада на юго-восток). В качестве примера обратных перемещений обычно приводят разлом у южных подножий Заганского и Малханского хребтов (Б. А. Иванов, 1947б; Нагибина, 1946б, 1951). Если исходить из общих представлений о развитии структуры Забайкалья в мезозое, а также учитывать наличие в этих хребтах многочисленных полос милонитов, то такое предположение покажется весьма вероятным. Однако в Заганском хребте ему противоречит, во-первых, констатированное автором отсутствие соответствующего кливажа как в породах фундамента, так и в угленосной толще у подножий хребта. Здесь в ряде обнажений автор наблюдал кливаж с признаками притертости и скопления по поверхности трещин, полого наклоненных в глубь впадины, а также интенсивно развитую вертикальную трещиноватость восток-северо-восточного простирания, параллельного оси впадины. Во-вторых, к линии Заганского разлома приурочены малые интрузии, многочисленные гидротермальные кварцево-флюоритовые жилки в мезозойских песчаниках, и, наконец, выходы кайнозойских базальтов.

Все сказанное наряду с прямолинейностью разрыва (обстоятельства не очень существенного, но приобретающего вес в сумме с другими фактами) указывает, что в конечные стадии формирования разлома у подножий Заганского хребта господствовало не сжатие, а растяжение. Вот почему этот разлом нельзя причислить к надвигам, хотя, судя по присутствию милонитовых зон в склонах хребта, в доверхнемезозойское время Заганский разлом мог функционировать как взброс или надвиг. Что касается разлома на северной окраине Чикойской депрессии, то, по данным М. С. Нагибиной, на отдельных отрезках он действовал как верхнемезозойский надвиг (Нагибина, 1951).

Б. А. Максимовым, как выше отмечалось, был в свое время поставлен очень интересный вопрос о преобразовании древних («дотургиинских») сбросов в надвиги, происходившем в стадию сжатия, следовавшую за стадией растяжения (Нагибина, 1946б). Прямых доказательств подобного перерождения разломов из одного структурного типа в другой не имеется. Однако оно представляется очень вероятным не только как вывод из опытов по моделированию, о которых Б. А. Максимов устно сообщал автору.

На примере многих фактов, наблюдаемых при детальных съемках и разведках, мы видим, что дислокации мезозойского покрова проявляют очевидную зависимость от его механических свойств, что смятия и разрывы как бы концентрируются в местах резких фациальных переходов, а какие-либо следы внутрислойного течения (за исключением признаков течения в угольных пластах) в мезозойской толще отсутствуют. С другой стороны, с достаточной определенностью установлено, что накопление обломочных осадков мезозойской толщи происходило главным образом за

счет пород фундамента, обнаженных на склонах самих впадин, и что полного погребения его под мощным мезозойским осадочным покровом в Забайкалье не было. Следовательно, приповерхностный характер дислокаций покрова был связан с неглубокими дислокациями фундамента, проявившими себя непосредственно в рельефе. Иными словами, дислокации, наблюдаемые как в мезозойских толщах, так и в их фундаменте, происходили на уровне осадочного покрова или близком к нему и должны были резко отразиться на стыке сред с различными механическими свойствами. Все ясно выраженные смятия и разрывы в угленосной толще, как известно, развивались (в отличие от пологих мульд и куполов, несущих следы «конседиментационной складчатости») после ее образования, когда прогибы достигли максимальной глубины, а осадочная толща — максимальной мощности. В эту заключительную фазу сжатия в приповерхностных частях коры и могли (вероятно, и должны были) возникнуть надвиги, использовавшие старые сбросовые трещины. Конечно, рассмотренный процесс мог протекать только до некоторой определенной глубины (по-видимому, близкой к глубине прогибов) и реализоваться в виде «заламывания», срыва головных частей сбросовых глыб в сторону прогибов. Приведенные соображения не могут пока обосновываться точными данными и должны быть подтверждены или отвергнуты очень детальным структурным анализом конкретных объектов<sup>1</sup> и моделированием. Принципиальная возможность образования надвигов за счет краевых сбросов кажется бесспорной. Именно таким путем могли возникнуть в Присаянье и Забайкалье Ангарский, Посольский, Хилокский и другие надвиги.

Посмотрим, каково действительное распределение в Прибайкалье мезозойских и кайнозойских разломов. В 1954 г. нами было высказано мнение о существовании весьма протяженного и очень древнего разлома, непосредственно связующего основные впадины Байкальской системы (Косогольскую, Тункинскую, Байкальскую и Баргузинскую) и функционировавшего вплоть до позднего плейстоцена (Флоренсов, 1954в). В доказательство его существования были приведены геоморфологические данные (наличие прерывистого, по образующего в общем одну линию резкого наземного уступа с его продолжением в Байкале), геологические и сейсмические материалы. Одновременно В. В. Ламакин дал описание Обручевского сброса, идущего по западному берегу Байкала и отделяющего сравнительно короткую Ольхонскую ветвь (Ламакин, 1955б). Описание дано почти исключительно по геоморфологическим наблюдениям. Обручевский сброс, по В. В. Ламакину, имеет протяженность около 1000 км.

Новые исследования выявили значительное число разломов, поперечных к простиранию главенствующих дизъюнктивных линий (оз. Гусное, южное побережье Байкала, Тункинская впадина, район г. Слюдянка); известны разломы и других направлений, например меридиональные разломы Косогольской системы. В расположении главнейших разломов, прослеженных, конечно, с весьма неодинаковой точностью, нельзя не подметить следующей отчетливой закономерности. Наиболее протяженные разломы действительно опоясывают южный выступ Сибирской платформы в виде мощной, почти непрерывной дуги, к северу от которой отмечаются только слабые признаки разломов, параллельных главной дуге и в мезо-кайнозое не проявивших особой активности. Эта система передовых разломов построена в общем довольно

<sup>1</sup> С. П. Плешанов указывает на большую вероятность образования подобным способом надвига в Присаянье, в районе р. Белой.

Таковы общие данные, позволяющие приписывать верхней толще обломочных железистых осадков известное маркирующее значение.<sup>1</sup>

Заслуживает особого внимания вопрос о наличии коры выветривания в самом основании кайнозойских отложений Прибайкалья. По данным глубокого бурения 1951—1954 гг. в Тункинской и Баргузинской впадинах и дельте р. Селенги, а также по наблюдениям Г. Е. Рябухина, К. С. Маслова, Г. Б. Пальшина и автора, в постели третичных отложений обычно залегают неоднородные глины сивевато-серого и бурого цвета с высоким содержанием минералов выветривания — каолинита, гидрослюд и др. Глины засорены обломками каолинизированных кристаллических пород, количество и размеры которых увеличиваются книзу.

На южном побережье Байкала между устьями рр. Селенгушки и Малой Язовки древняя кора выветривания обнажается непосредственно в виде горизонта мощностью от 50 до 80 м («контактная пачка» Г. Е. Рябухина). В самое последнее время древняя кора выветривания обнаружена Е. В. Павловским на о. Ольхон (личное сообщение). Пестроцветные отложения коры выветривания, преимущественно каолины со стяжениями окислов марганца, достигают здесь мощности нескольких десятков метров и книзу постепенно сменяются кристаллическими породами архея. По новым данным, на пестроцветных глинах Ольхона залегают водноосадочные глины, содержащие остатки миоплиоценовой флоры и фауны позвоночных (Логачев, 1958).

Не может быть пока решен вопрос о возрасте древней коры выветривания в бассейне р. Витима. Здесь под древним аллювием на разнообразных кристаллических породах, по наблюдениям Мирчик и др., залегают глинистые отложения с высоким содержанием минералов выветривания. В древнем аллювии погребенных русел наряду с гальками кварца широко представлены гальки выветрелых кристаллических пород. По ряду признаков древние галечники бассейна р. Витима, отвечающие первой стадии развития речной сети, можно сопоставить с толщей плиоценовых охристых отложений байкальских впадин. Что же касается остатков нижележащей коры выветривания, то для бассейна р. Витима остается неясным, относится ли она к донеогеновому или внутринеогеновому перерыву или объединяет тот и другой вместе.

Вне впадин байкальской системы остатки донеогеновой коры выветривания известны по работам Кузнецовой и Плешановой еще в верховьях р. Слюдянки в основании третичной эффузивно-осадочной толщи и в Восточном Прикосоголье — на левобережье р. Эгин-Гол и на перевале Улан-Даба (А. Х. Иванов, 1953). Красноцветные глины и суглинки Прикосоголья, судя по их описанию, весьма напоминают отложения, выделенные автором и Л. Н. Иваньевым (Иваньев и Флоренсов, 1958) в Селенгинской Даурии, где они содержат остатки гипшарионовой фауны.

Дадим теперь краткую характеристику выделенных толщ. Для разрезов миоплиоценовых отложений нижней свиты характерно резкое преобладание тонкозернистых и глинистых осадков над крупнозернистыми. Только в Баргузинской впадине глубокой скважиной у с. Мойгото в низах этой свиты вскрыт маломощный (пятиметровый) слой конгломерата, залегающий на глинистых породах и содержащий среднего размера гальку кварца и выветрелого гранита и гнейса.

Вторая особенность миоплиоценовых отложений — их устойчивое литологическое однообразие во всем поперечнике впадин. Оказывается,

<sup>1</sup> Весьма подробно этот вопрос рассмотрен Н. А. Логачевым (1958).

симметрично, причем ось симметрии ориентирована на север-северо-восток; будучи мысленно продолженной в Иркутский амфитеатр по долине современной р. Ангары, она (ось) совпадает с субмеридиональным поднятием докембрийского фундамента — «Ангарским валом», выделенным в 1954 г. И. П. Карасевым, М. А. Цахновским и другими по материалам глубокого бурения.

В расположении фронтальных разломов видна следующая особенность. Два, иногда три параллельных разлома следуют, образуя по своему простиранию второстепенные изломы и перегибы, на сравнительно одинаковом расстоянии друг от друга — 40—60 км в районе Байкала. В восточно-саянском крыле параллельные разломы сближаются до 25—30 км, причем здесь особенно выражен Главный саянский разлом, тогда как разлом, расположенный ближе к внутренней части платформы, едва намечен и весьма прерывист. Из рассмотрения схемы (рис. 43) следует, что своими современными очертаниями западная оконечность Байкала обязана, с одной стороны, громадному и наиболее активному разлому, идущему по линии Косогол—Баргузин, а с другой — Главному саянскому разлому, следующему через Зыркузунскую петлю р. Иркутка по подводным уступам южной котловины Байкала. Почти меридиональная часть Байкальского (Обручевского) сброса и сопряженные с ней сбросы меньшего масштаба оконтуривают с запада впадину Северного Байкала. При такой корреляции отдельных прибайкальских разломов основные дизъюнктивные линии пересекутся в районе Култука, в точке, где двухсторонний грабен существовать, очевидно, не может. И именно в этом месте замыкается впадина Байкала.

При подобной трактовке иначе ставится вопрос о структурных связях впадины Байкала с более западной Косогольской-Тункинской ветвью их общей системы. В таком случае оказывается, что в своей структурной основе Байкал менее связан с Тункинской впадиной, чем с разломами северо-западного простирания (Главный саянский и сопутствующие разломы). Намечаемый между последними продольный тектонический блок как будто является прямым продолжением в Восточный Саян структуры Байкала, своего рода «неудавшимся» Байкалом. В самом деле, отношение этого блока к краю палеозойского поля Иркутского амфитеатра точно такое же, как у Байкала. Аналогичным образом эта межразломная полоса, не развившаяся до настоящего грабена, приурочена к шарниру архейского антиклинория.

Анализируя далее общие свойства байкальской системы разломов, нельзя не обратить внимание на более или менее симметричное «переплетение» ее главных стволов — Байкальского и Саянского. Выше, в главе III «Расположение и морфология впадин», уже отмечалось некоторое сходство очертаний восточной ветви системы с рисунком «птичьего крыла». Если, как сделано выше, принять за ствол западной ветви Главный саянский разлом, то в примыкании к нему широтных впадин Восточного Саяна (Тожинско-Окинской, Ильчирской, Тункинской) мы увидим повторение того же рисунка.

В Саянском крыле развитие поблизости от Главного разлома получила только сложная Тункинская структура, приуроченная к максимальным горным высотам (и связанная с ними своим происхождением), прочие же впадины на примыкании к Главному стволу оказались недоразвитыми. В восточном крыле мы имеем почти ту же картину: восточные сателлиты Байкала в виде впадин и сопутствующих разломов минимальны, недоразвиты и непосредственно с Байкалом смыкаются только

одна крупная впадина — Баргузинская. Все это создает в общем одинаковый рисунок обеих ветвей, напоминающий два расправленных птичьих крыла, и, по-видимому, может служить указанием на производный характер боковых впадин от основных стволов. Описываемые соотношения достаточно ясно видны на схемах (рис. 42 и 43).

Вопрос о разделении впадины Байкала на две ветви следует рассмотреть отдельно. Дело в том, что непосредственным продолжением Северного Байкала, как показывает «веер разломов» в области нижних течений рр. Тьи, Кичеры и Верхней Ангары, является, несомненно, Верхне-Ангарская впадина. Прочие крупнейшие впадины — Муйская, Чарская и др. — сдвинуты от Верхне-Ангарской к востоку и юго-востоку наподобие кулисы. Продолжением же Южного Байкала служит, как было показано выше, Баргузинская впадина, хотя ее структурные связи с Байкалом, судя по геофизическим наблюдениям в Усть-Баргузинском районе и на Чивыркуйском перешейке, довольно сложны.

Из схемы (рис. 43) видно, что на востоке наиболее просты связи впадин Баргузинской и Муйской, ибо их соединяют в качестве переходных звеньев мелкие впадины Амут, Тураки и др., а изгиб всей полосы в области Баргузино-Муйского междуречья точно повторяет изгиб Северобайкальско-Верхнеангарской структуры. Добавим к этому, что, по новым данным О. П. Космаковой, основанным на специальном изучении аэрофотоматериалов и на последующих наземных маршрутах, Верхне-Ангарского хребта в ясно оформленном виде не существует и максимум горных высот сдвинут южнее, в область Ангарско-Баргузинского водораздела. Эти данные позволяют считать, что в пределах северо-восточного Прибайкалья нельзя выделить с полным основанием главный «ствол» байкальской структуры и его ветви. Здесь мы имеем разделение основного ствола на два второстепенных, из которых южный является более протяженным и сопровождается максимальными по высоте горными поднятиями. Этим подкрепляется ранее высказанная нами мысль о том, что в восточном крыле впадин байкальского типа ведущей является не Северобайкальская, а Баргузино-Чарская структура (Флоренсов, 1954а).

Особо следует подчеркнуть роль в Южном Прибайкалье широтных тектонических линий, приуроченных к переходу древних (архейских) складок с «саянского» на «байкальское» простирание. По ним следуют разломы и впадины в южной части Восточного Саяна, Восточном Прикозоголье, в бассейнах рр. Джиды и Селенги, причем обнаруживают известную независимость от складчатой структуры фундамента, проникая, например, на правобережье р. Селенги в область с иным, северо-восточным планом древней тектоники. Вполне отчетливо намечаются следующие широтные тектонические линии: Хамсара-Окинская, Ильчирско-Китойская, Тункинская, Ангаро-Итанцинская, Темник-Тугнуйская, Джидинско-Боргой-Хилокская. Разломы по этим линиям идут в виде отдельных звеньев, перерывы между которыми превосходят длину самих звеньев. Тем не менее все эти линии существуют вполне реально. Помимо соответственно ориентированных разломов, впадин, отрезков древних и современных долин, их озеровидных расширений, изгибов течения рек и т. д., они документируются линейным расположением выходов и центров извержения базальтов, а также расположением эпицентров землетрясений и конфигурацией изосейсмальных линий.

Широтные линии в Южном Прибайкалье имеют выдержанный азимут — СВ 80°, и, таким образом, образуют прямой угол с осью симметрии краевых Саяно-Байкальских разломов. Вероятно, не следует преу-

увеличивать значение этих чисто геометрических соотношений, но и нельзя, конечно, проходить мимо них.

Следующий важный момент, вытекающий из взаимного расположения разломов, — на первый взгляд чуждая Прибайкалью система меридиональных разломов, названная С. В. Обручевым Косогольской по имени крупнейшей производной структуры — впадины оз. Косогол. Представителями ее, помимо Косогола, являются крупные Дархатская и Бус-Белинская впадины на западе (последняя не вошла в схему), а также открытая А. Х. Ивановым Уилганская впадина в бассейне р. Эргин-Гол и миниатюрная меридиональная Санагинская впадина в верховьях р. Джиды. Любопытно, что к северу от Санагинской впадины на простирании последней располагаются наибольшие (свыше 2000 м) глубины Тункинской впадины, приуроченные к ее максимальному расширению, которое в свою очередь связано с поперечным изгибом к северу Тункинского сброса, осложненного именно в этом месте мелкими меридиональными сбросами. Увеличение размеров впадин Косогольской системы происходит с востока на запад, где (уже за пределами СССР) располагается главное современное высокогорье (Мунку-Сардык, Хилизар-Дубху-Ула и другие высочайшие вершины).

Особая ориентировка разломов Косогольской системы легче всего может быть понята в их связи с древними меридиональными структурами Прикосоголья (А. Х. Иванов, 1953). Естественно, что структурная неоднородность Прибайкалья при наличии общего всестороннего расширения, явившегося, конечно, одной из причин образования высокогорья, должна была привести к распаду древнего массива на блоки, легче отделявшиеся друг от друга по поверхностям наименьшего сопротивления, т. е. по древним структурным поверхностям. Кроме того, в меридиональных разломах Прикосоголья можно, как кажется, уловить еще и иной смысл — развитие особой системы трещин, закономерно связанных с общим изгибом горной рамы Иркутского амфитеатра на переходе от широтных «хамар-дабанских» простираний в северо-западные «саянские».

Всматриваясь в расположение названных меридиональных впадин нетрудно заметить, что они приурочены к тыловой выпуклой, т. е. относительно растянутой стороне Саяно-Байкальской горной дуги, обладающей в этом районе очень сложным внутренним строением. Но в таком случае возникает вопрос: почему поперечные, в данном случае меридиональные, структуры развились только на междуречье Селенги и Енисея, а в других местах южного крыла сложного Саяно-Байкальского свода, например в среднем и нижнем течении рр. Джиды и Селенги, они отсутствуют? Ответ на такой вопрос может быть дан без особых затруднений. По-видимому, мощные поперечные разломы с опусканиями промежуточных полос могут возникать при наличии как горизонтального растяжения, обязанного криволинейности контура поднятия, так и общего всестороннего расширения, одним из проявлений которого является высокогорный рельеф. Оба эти условия соблюдены в Прикосоголье, где ведущий фактор — напряжение на криволинейном контуре — усиливался общим расширением при наличии меридиональных структур в фундаменте. Только одно, первое, условие налицо в остальной тыловой полосе Саяно-Байкальской горной дуги, а также во всей внешней части Северо-Байкальского коленообразного изгиба горных цепей, где высокогорный рельеф отсутствует. Однако следы разломов и впадин северо-западного простирания, поперечных к изгибам сводовых поднятий, ощущаются и в этих районах. Известны, например, узкие долинообразные впадины по-

перечного типа в Селенгинском бассейне (Брянская, Илкинская), разломы той же ориентировки в мезозойской угленосной толще и ее фундаменте в районе оз. Гусино. Нельзя не отметить, далее, необычайно развитые вширь поперечные отрезки долин рр. Чикоя и Хилка в их низовьях и меридиональный отрезок долины самой Селенги, расположенный между устьями р. Темника и государственной границей. Все эти участки, располагаясь параллельно друг другу, прорезают поперек или наискось местные низкие хребты и направлены почти точно по линии меридиана. До сих пор они не находили себе удовлетворительного объяснения. Не следует проходить мимо и таких фактов, как значительные расширения направленных на северо-запад долин рр. Б. Кункудери и М. Кункудери, впадина оз. Орон на выпуклой стороне Байкальского свода, очень узкие впадины северо-западного простирания в верховьях рр. Баргузина и Котери, связанные с разломами, закартированными в крупном масштабе Черновым, на вогнутой стороне того же свода, где в условиях относительного горизонтального сжатия крупные впадины возникнуть не могли.

Высказанные суждения носят, конечно, весьма гипотетический характер. Однако они имеют, как нам кажется, известное право на использование в качестве рабочей гипотезы, как и другие предположения о характере распределения в Прибайкалье молодых разломов. Вообще, по-видимому, выпуклые и вогнутые стороны высоких дугообразных сводов представляют большой интерес для сравнительного геолого-структурного анализа, которому пока еще не уделялось достаточного внимания.

Резюмируя сказанное, отметим следующие основные положения.

1. Наиболее крупные разломы имеют в Прибайкалье большую древность, многие из них активизировались в мезозое и позднем кайнозое.

2. На подковообразное расположение главных разломов, относящихся, несомненно, к глубинному типу, большое влияние оказала конфигурация внутреннего поля Иркутского амфитеатра. Следуя параллельно его контуру, разломы меняют свое направление в тех местах, где соответственно изменяется простирание древних складок (байкальских и более ранних).

3. Активизация древних разломов стимулировала развитие впадин. С разломами тесно связано также распределение фациальных типов осадочного покрова во впадинах. С развитием последних, вероятно, изменяли свою природу и первичные разломы, местами превращаясь из сбросов в надвиги.

4. Разломы, приходившие в движение в кайнозое, повсюду выражены морфологически. Это дает основание думать, что резкие морфологические уступы на дне Байкала также связаны с молодыми разломами.

5. В южной части Прибайкалья отмечаются весьма молодые широтные тектонические линии, очень слабо согласованные с видимой складчатой структурой фундамента.

6. В расположении поперечных разломов и впадин можно, по-видимому, подметить связь с явлениями растяжения на выпуклых крыльях дугообразных сводовых поднятий.

## СТРУКТУРА ВПАДИН

Изложенный материал позволяет иначе, чем это делалось ранее, подойти к вопросу о структуре мезо- и кайнозойских впадин Прибайкалья. Поскольку доказанными здесь являются и пологие пластические изгибы поверхности фундамента, и крупные разломы, в основном вопрос будет сводиться к уяснению связи и относительной роли разломов и прогибов. Такую попытку мы уже делали ранее в специальной статье (Флоренсов, 1954в).

В мезозойских впадинах мы находим прежде всего черты нормальных прогибов. Они картируются как широкие пологие синклинали с овальными или тупыми центриклинальными замыканиями, с внутренними мульдами или куполообразными поднятиями, а иногда также со сравнительно узкими дополнительными синклиналями, приуроченными, как правило, к краям прогибов. Вместе с тем в строении впадин почти всегда ощущается влияние разломов, выражающееся в особенностях состава осадочной толщи (грубость осадков, наличие обломков брекчий и миолиитов в одном крыле прогиба) или в непосредственном ограничении впадины разломами с одной или с двух сторон.

Некоторые впадины представляют своеобразные несимметричные синклинали с одним нормальным, а другим недоразвитым крылом. Далее, для мезозойских впадин и разделяющих их разновозрастных сводов характерно упорядоченное, линейно-групповое расположение, свойственное, как известно, син- и антиклинальным единицам складчатых комплексов. В своей совокупности своды и прогибы занимают все ближнее Забайкалье, удовлетворяя в его границах признаку «сплошности» распространения, т. е. напоминающая нормальный складчатый комплекс также и в этом отношении. Что касается внутривпадинных пластических элементов, то в их расположении нет подобной закономерности. Так, крупные внутривпадинные поднятия фундамента, приводящие к разделению главной впадины на две второстепенных, ориентированы либо по простиранию прогиба в целом, либо образуют с ним острый угол (впадины Боргойская, Хилокская, двойная Оронгойская). Внутренние угленосные мульды имеют овальные, почти изометричные очертания; они вытянуты или вдоль, или почти поперек прогиба. Обычно внутренние мульды и купола развиты ближе к одному борту депрессии — чаще к южному или юго-восточному (оз. Гусиное, р. Хилок, Боргойская степь); это явление связано с преимущественным прогибанием вблизи активного краевого разлома.

О профиле (рельефе) фундамента мезозойских впадин при отсутствии достаточно глубоких скважин пока приходится судить по косвенным дан-

ным. Для Гусиноозерского района этот профиль, как мы видели, рисуется в виде корытообразного прогиба с относительно плоским дном и крутыми крыльями («сундучная» синклиналь). Таким же профилем, по данным Бернштейна и Васильченко, обладает фундамент хорошо изученной Балеической верхнемезозойской депрессии в Восточном Забайкалье.

Размеры мезозойских впадин не поддаются точному учету, но можно с уверенностью считать, что их современные контуры уже и короче первоначальных. Впадины, близко расположенные и отделенные друг от друга низкими перевалами, могли в прошлом непосредственно соединяться друг с другом. Горные перемычки между соседними впадинами, относящимися к одному линейному комплексу, могут, очевидно, рассматриваться как внутривпадинные поднятия первого порядка. Впрочем, доказана возможность и иных связей между впадинами, чем современные. Так, наблюдения Замараева и Флоренсова в 1954—1955 гг. в Боргойской впадине указывают на значительно большую первоначальную площадь осадков в ней по сравнению с занимаемой ими в настоящее время. В сокращении размеров мезозойских впадин необходимо признать крупную роль последующих разломов (особенно надвигов), поднятий и размыва.

Как видно на схеме (рис. 43), большинство верхнемезозойских прогибов пространственно связано с разломами. Кроме того, на отдельных примерах выше было показано, что ход прогибания и накопления осадков в некоторых впадинах контролировался разломами.

Все сказанное позволяет охарактеризовать впадины «забайкальского типа», весьма близкие к континентальным мезозойским впадинам Китая, Монголии, Средней Азии, Казахстана и Урала, как синклинальные прогибы, в своем распределении подчиненные закономерным линейно-групповым пластическим деформациям фундамента; эти прогибы усилены и осложнены разломами. Они представляют сложные комплексные структуры, возникшие путем длительного сосуществования хрупких и пластических деформаций фундамента. К ним в равной степени не приложимы названия «синклиналь» и «грабен», отражающие лишь отдельные стороны их строения. Неправильно называть подобные образования и комбинацией синклинального прогиба со структурой рифта или рампа, хотя это и было бы известным приближением к действительности. Дело в том, что речь идет не о механической комбинации двух типов структур, но о их сумме, а о комплексных структурах, отдельные элементы которых связаны исторически и генетически. Название «приразломные прогибы», предложенное Б. А. Петрушевским (1955), гораздо более соответствует сущности этих явлений, но к забайкальским впадинам и оно не приложимо в полной мере, ибо подразумевает под разломом основную, первичную, а под прогибом — вторичную, производную структуру. В понятие «прогиб» в настоящее время вкладывается очень широкое содержание, а термин «межгорный прогиб» уточняет лишь геоморфологическую сторону явления. Допуская, что длительно развивающиеся континентальные впадины, прошедшие (или проходящие до сих пор) стадии горного окружения и загрузки вулканогенным и обломочным материалом, заслуживают особого названия, мы в то же время полагаем, что с известными оговорками можно пользоваться и таким старым термином, как межгорный прогиб.

Мы знаем, что мезозойские впадины Прибайкалья развивались на очень сложно построенном древнем кристаллическом фундаменте, который еще в домезозойское время был расчленен разломами. Значительная часть древних разломов впоследствии подновлялась. Некоторые из них,

по-видимому, могут быть причислены к глубинным швам (Саяно-Байкальские краевые разломы). Подобное потенциально раздробленное состояние фундамента не могло не отразиться на особенностях линейного коробления (аркогенеза), в частности на механических свойствах наружных частей земной коры, в эпоху образования сводов и прогибов. Действительно, к началу этой эпохи был приурочен мощный вулканизм, постепенно замиравший к ее концу. В повышенной хрупкости домезозойского фундамента, как нам кажется, заключалось основное условие возникновения и дальнейшего роста впадин. Хрупкость субстрата препятствовала правильности и плавности его изгибов.

Другой, твердо установленной особенностью мезозойских впадин Забайкалья является их долговечность. В самом деле, прогибы Боргойско-Гусиноозерской, Чикой-Хилокской и других групп развивались, по-видимому, без крупных перерывов с юры (а быть может, и с верхнего триаса) до нижнего мела включительно, и в это время их тектонический режим не мог оставаться неизменным. Например, развитие Гусиноозерской впадины включало в себя такие важные события, как основные и кислые аффузии, сбросы и надвиги, образование куполовидных складок и узких линейных смятий, внедрение малых щелочных интрузий и т. д. Конечно, все эти явления не могли протекать одновременно в физической однородной среде. Состояние последней должно было меняться во времени и, возможно, в пространстве (ибо всегда существовало резкое различие физических свойств фундамента и осадочного покрова), чем и объясняются существующие комбинации различных типов структур.

Представляется несомненным возникновение мезозойских впадин внутри широких прогибов фундамента (следовательно, в связи с ними), а не каким-либо другим образом. Действительно, применение к Забайкалью классической схемы грабена встречает непреодолимые затруднения. Известно, что третичные грабены Восточной Африки, Эритреи, Верхнего Рейна и другие связаны с обширными сводовыми поднятиями фундамента, причем возраст последнего в названных областях различный и сам по себе, видимо, существенно не сказывается на механизме грабенообразования. Возникновение грабенов на фоне сводовых поднятий и в качестве их следствия (обрушение в наиболее возвышенных частях сводов), как известно, было экспериментально подтверждено Г. Клоосом. Оно находит простое объяснение также со стороны геофизиков (Магницкий, 1953) и принимается как очевидное многими современными тектонистами.

Подходя с такой точки зрения к вопросу о происхождении впадин Забайкалья, мы должны допустить былое существование в нем ряда параллельных, довольно узких сводовых поднятий и заключить, что в «замках» последних в условиях растяжения коры и действия гравитационных сил возникли параллельные узкие грабены. Но, поступая таким образом, мы не сможем объяснить современного расположения впадин Забайкалья между промежуточными широкими сводами (пусть даже горстовыми массивами, лишенными изгиба). Ведь для этого пришлось бы также допустить полную «инверсию» в расположении мезозойских хребтов, одновременных с образованием грабенов и современных сводов. Такое допущение представляется невероятным. Вся совокупность геологических данных указывает на значительное постоянство и унаследованность современного рельефа от мезозойского, несмотря на его значительное временное сглаживание в конце мезозоя и в палеогене. Трудно представить себе и механизм столь совершенной и полной «интерференции» из-

гибов фундамента, хотя нужно признать, что из нее могли бы вытекать интересные следствия, относящиеся к «механической» тектонике (сдавливание грабенов, возникновение в них синклинального изгиба осадочной толщи, превращение первоначальных сбросов в крутые надвиги, направленные внутрь впадин, и т. д.).

Таким образом, несмотря на некоторые соблазны, приходится отказаться от применения к Забайкалью схемы рифта или рампа. В рассматриваемых мезозойских структурах мы должны видеть проявление какой-то другой связи между изгибами и разломами фундамента.

Очень существенно в рассматриваемом вопросе то, что мезозойские впадины Забайкалья весьма разнообразны по величине, что не может быть объяснено только различной глубиной современного денудационного среза. Различия в размерах свидетельствуют об ином механизме образования мезозойских впадин по сравнению с механизмом третичных грабенов, имеющих, как известно, близкие размеры и довольно сходные очертания.

Одной из примечательных черт некоторых мезозойских впадин Забайкалья является их связь не с двумя, а с одним краевым разломом, на что обратил внимание еще В. А. Обручев. Пока мало данных, чтобы судить в этом отношении о каждой впадине. Но в изученных районах почти всегда имеется один активный краевой разлом, в то время как на противоположном борту депрессии видимых разломов либо нет, либо они пассивны и мезозойский покров не затрагивают. В большинстве случаев о наличии краевого разлома можно судить по асимметричному строению наружной части впадины и сокращенному разрезу осадочного покрова на том или ином крыле прогиба.

П. М. Клевенский считал, что впадины Западного Забайкалья, заключающие складчатые юрские отложения, ограничены по северным и западным бортам простыми расколами, а по южным и восточным — надвигами. Расколам Клевенский приписывал молодой (кайнозойский) возраст, а образование складок юры и надвигов относил к мезозою.

Б. А. Иванов относил рассматриваемые структуры к глыбовым синклиналям, т. е. допускал наличие в них изгиба в комбинации с разломами. Последние, по Иванову, отделяли глыбовые синклинали от глыбовых антиклиналей, т. е. развивались на крыльях глыбовых структур. Автор считал мезозойские впадины Забайкалья асимметричными синклинальными изгибами фундамента, осложненными разломами. Другие авторы, уделившие внимание тому же вопросу, ограничивались указанием на непосредственную связь впадин с разломами, считая их (впадины) односторонними или двухсторонними грабенами (В. А. Обручев, М. С. Нагибина, Б. А. Максимов и др.).

Теперь мы знаем, что многие впадины в структурно-фациальном отношении не симметричны: противоположные крылья одного и того же прогиба обладают разным строением, неодинаково полно развиты, имеют различный состав осадков. Внутренние мульды и купола также обычно размещаются по одну сторону оси прогиба. То же самое относится к разрывам и т. д. К сожалению, основательно изучены только отдельные участки некоторых наиболее крупных впадин, и сравнительный материал очень невелик. Тем не менее установлено следующее.

1. У впадин Гусиноозерской, Удинской (входящих в один линейный комплекс), Итанцинской, Тугнуйской и Тарбагатайской северные крылья стратифицированы нормально, южные же построены главным образом из конгломератов, замещающих все прочие горизонты. Отдельные внутрен-

ние мульды сдвинуты к южным бортам. Здесь же отмечены надвиги пород обрамления на осадочный мезозой.

2. У Чикой-Хилокской впадины отмечены обратные соотношения в строении крыльев. Угленосные мульды (Окино-Ключевское и Нарын-Гутайское месторождения) сдвинуты к северному борту, вдоль которого протягивается крупный разлом — Заганский надвиг (по Б. А. Иванову и А. С. Стругову), являющийся, по наблюдениям автора, скорее сбросом. В Восточном Забайкалье к этому же типу относится Удинская впадина.

3. Черновская (Читинская) впадина, судя по детально изученной площади Черновского угольного месторождения, отличается простым симметричным строением осевой части прогиба, что дает известное право предполагать, что и крылья прогиба построены примерно одинаково, т. е. что юго-восточное крыло, скрытое под четвертичными отложениями, имеет сходный разрез с противоположным северо-западным крылом, налегающим на подножие Яблонового хребта.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что некоторые прогибы формировались под непосредственным и непрерывным влиянием разломов, проходивших (или активных) с какой-либо одной стороны прогиба, в то время как противоположное крыло развивалось спокойно и отлагавшаяся в нем осадочная толща нормально стратифицировалась. Аналогичным образом причину симметричного строения осадочного покрова в той или иной впадине можно видеть в том, что при ее формировании отсутствовал (или оставался недействительным) краевой разлом.

Активность краевых разломов объясняет многие существенные черты строения осадочного покрова мезозойских впадин Забайкалья. Однако многие детали строения последних остаются с такой точки зрения не объяснимыми. В первую очередь это касается резко несимметричной Гусиноозерской структуры с ее внутренними мульдами первого и второго порядков и неодинаковым распределением на крыльях различных элементов стратиграфического разреза (более древних на северо-западном крыле, более молодых — на юго-восточном) при наличии нормального седиментационного контакта осадочной толщи и фундамента по обеим сторонам прогиба. Резко несимметричную, не полную, но тем не менее нормальную синклиналь можно предполагать, вопреки прежним наблюдениям, и в Чикой-Хилокской впадине, в районе сел. Ново-Сретенска. Неодинаковым развитием своих крыльев обладают и некоторые другие мульды Забайкалья.

Следовательно, «псевдомоноклинали» или их элементы довольно широко развиты в этой области. Несомненно, образование подобных форм происходило несколько необычным путем; если не учитывать роль «консидиментационных» разломов, то его можно представить как одностороннее накопление осадков у какого-либо одного борта депрессии, с постепенным ее заполнением до другого борта. Но тогда, во-первых, мы имели бы строгое разделение фаций: грубообломочных со стороны питающего борта, тонкозернистых и органогенных — у противоположного, и, во-вторых, обломочный материал всей толщи, накопленной во впадине, должен быть связан своим петрографическим составом с одной питающей провинцией. Ни первое, ни второе условие в мезозойских впадинах Забайкалья не соблюдается, так как грубообломочные отложения имеются, как правило, в обоих бортах впадин, хотя развиты в них неодинаково широко, состав же обломочных пород прямо указывает на двухсторонний снос и накопление.

Представим себе межгорную депрессию в начале ее заполнения осадками. Такой момент будет, очевидно, совпадать с началом заложения са-

мой депрессии, когда соответствующий изгиб земной поверхности выражен еще весьма слабо. При поступлении обломочного материала с обеих сторон возникнут в простейшем случае две дельты (или конусы выноса), растущие навстречу друг другу. В очень узких депрессиях дельты сомкнутся своими передними краями, в более широких — между ними останется пространство, которое с течением времени также заполнится продуктами размыва самих дельт, органическим материалом и т. д.<sup>1</sup> Это

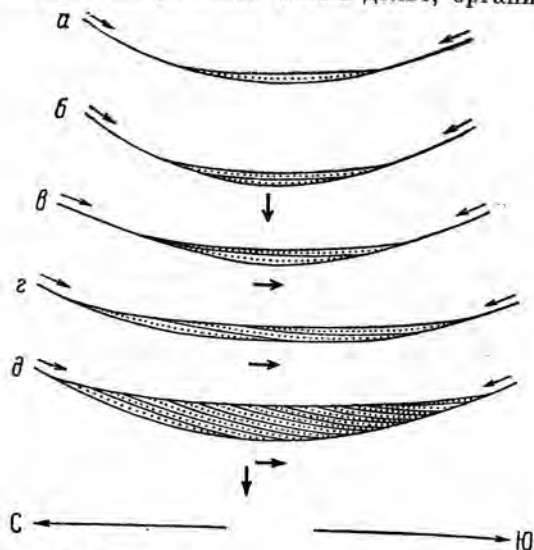


Рис. 47. Схема образования в межгорных прогибах разнотипных структур осадочной толщи при двухстороннем сносе.

а — состоянии тектонического покая; конусы выноса располагаются по обеим сторонам прогиба, в силу узости последнего пространство между конусами постепенно заполняется; б — симметричное прогибание, образуются плоские линзы осадков с грубообломочными краевыми фациями; в, г — ось прогиба мигрирует с севера на юг, возникает плоская несимметричная мульда; д — одно-временное углубление и миграция прогиба с севера на юг, псевдомоноклинальная структура. Толстые стрелки показывают направление движения, тонкие — направление сноса обломочного материала.

найти в ее разрезе перекрестно наслоенные друг на друга линзы и слои, с преобладающим влиянием (в количестве и составе обломочного материала) то одного, то другого борта. Но и это условие в разрезах упомянутых впадин не выполняется. Поэтому нам кажется возможным пред- ставить механизм их развития несколько иначе.

При допущении одновременного накопления осадков, углубления прогиба и его медленной миграции в какую-либо сторону достаточно просто объясняются все основные фациальные и структурные особенности толщи, накопившейся в узком локальном бассейне (рис. 47). При горизонтальном смещении зоны максимального возможного опускания, с севера на юг, аналогичным образом должны смещаться (т. е. выступать все дальше и вперед) наносные равнины дельт, озерные бассейны, торфяные болота, русла рек, т. е. зоны действия сил, создающих осадок и формирующих

приведет к формированию линзы осадка сложного фа- циального состава, отвечаю- щей какому-то условно огра- ниченному моменту времени. Вполне симметричного рас- пределения фаций внутри такой линзы мы бесспорно не получим, так как срос- шиеся дельты не могут быть одинаковы ни по размерам, ни по составу, да и сращи- ванию будут подвергаться разные части дельт. Пусть крупнообломочные отложе- ния в рассматриваемом слу- чае оказались сдвинутыми в сторону какого-либо одного борта депрессии. Если теперь мы представим себе, что на- копление осадков продол- жается в течение значитель- ного отрезка времени (гео- логической эпохи) и соче- тается с вертикальным про- гибом депрессии, что сумми- рует и осреднит распределе- ние фациальных границ и линз осадков внутри единой толщи, то мы должны будем

<sup>1</sup> В областях опускания значительную роль должно играть также накопление аллювия реками, текущими вдоль депрессии.

что на механическом составе этих отложений не отражается сколько-нибудь заметно близость горных хребтов в их современном виде. Приблизительно та же картина имеет место в разрезах миоплиоцена, проведенных по простиранию впадин, но в этом направлении все же удается наметить некоторые изменения в механическом составе осадков. Примером может служить полоса третичных отложений на южном побережье Байкала. Соотношения выделенных здесь фациальных комплексов и горизонтов представлены на рис. 22. На этой схеме видно, что фациальные изменения различных «фаций» третичной толщи сопровождаются значительными колебаниями мощностей, причем максимальные мощности отмечены в зоне Мишихинской «фации» (1000—1200 м), отвечающей наибольшему прогибу кристаллического фундамента.

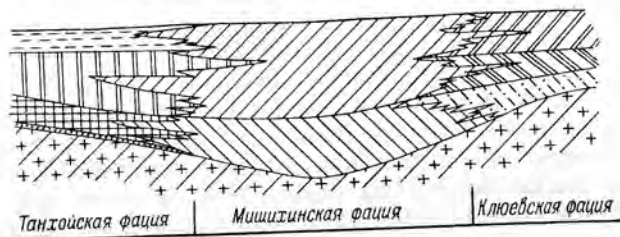


Рис. 22. Схема соотношения фаций в отложениях миоцена на юго-восточном побережье Байкала (по Г. В. Пальшину).

Танхойская и ключевская фации (толщи) — глины, алевролиты, пески, бурые угли; мишихинская фация (толща) — пески и гравий, глины и алевролиты мало, бурые угли отсутствуют. Первые две фации разделяются на три горизонта, третья — на два.

Следующую важную черту миоплиоценовых отложений составляет их относительное богатство органическими остатками (угольные пласты, диатомовые глины). Данные бурения при этом показывают, что в центральных частях впадин, соответствующих максимальной мощности миоплиоценовых отложений, последние почти безугольны. Обугленные растительные остатки здесь или рассеяны в массе осадка, или слагают отдельные тонкие пропластки (10—30 см). На краях впадин при уменьшении общей мощности свиты угли начинают играть более заметную роль. Можно думать, что тонкие пропластки угля в этом направлении объединяются в пласты, мощность которых местами достигает 10 м (восточная часть Тункинской впадины, окрестности ст. Танхой на Байкале). Наряду с этой закономерностью проявляется и другая: угленосность миоценовых отложений изменяется и вдоль периферии впадины, обнаруживая и в этом случае тесную связь с тектоникой и литологией толщ. Так, на южном побережье Байкала наибольшее число угольных пластов связано с Танхойской «фацией». В северо-восточном направлении при переходе в Мишихинскую «фацию» угленосность становится ничтожной. Наконец, в Ключевской «фации» роль углей и прослоев сажи снова возрастает, хотя и остается довольно незначительной.

Вторая группа третичных органогенных осадков представлена скоплениями панцирей диатомовых водорослей. Последние входят в состав линзовидных тел, которые при изменении общей мощности толщи ведут себя так же, как и угольные пласты. Привлекает к себе внимание пространственная близость диатомовых осадков и пластов угля, наблюдаемая в разрезах Баргузинской и Тункинской впадин. Возможно, что в этом

пласт. Все эти явления будут иметь место, несмотря на продолжающийся снос с противоположной стороны, куда смещается прогиб. Здесь будет протекать непрерывная борьба между размывом и осаждением, идущая на фоне отступления южного борта прогиба все далее к югу (см. рис. 47, в и г). Осадки, накопившиеся с северной стороны, будут при этом постепенно осушаться и входить в соприкосновение с агентами денудации. Поэтому, несмотря на продолжающийся двухсторонний снос, значительное дальнейшее накопление осадков с северной стороны депрессии станет невозможным. Прогибание депрессии с одновременным смещением к югу, очевидно, приведет к погружению правых (южных) «концов» элементарных линз и слоев на все большую глубину, тем самым сообщая им косое положение. Этот перекосяк наряду с осушением и денудацией северных «концов» линз создаст более или менее острый срез пластов, т. е. действительную наблюдаемую в природе картину взаимоотношений поверхностей напластования с земной поверхностью. В то время как северная окраина прогиба будет испытывать только относительный подъем и частичный срез осадочной толщи, по южной периферии при продолжающемся погружении эта толщина будет наращиваться за счет все более молодых элементов, обладающих в каждый данный момент минимальными наклонами слоев. Из-за продолжающейся миграции прогиба ядро мульды здесь не сможет ни сформироваться, ни закрепиться.

Из рис. 47 в и г видно, что элементарные линзы осадков, выделенные нами для удобства рассуждения, будут не только налегать друг на друга, но и менять с течением времени свой состав, ибо потоки, текущие с севера на юг, постепенно размывая и понижая горные возвышенности, должны удлиняться и приносить в середину прогиба все более тонкий материал.<sup>1</sup> Что касается обломочного материала, приносимого с юга, то он должен все время оставаться относительно грубым, так как прогиб, наступая на свой возвышенный южный борт, соответственно сокращает длину встречных потоков. Этот грубый материал, как видно на схеме, идет на пополнение базальной (прилегающей к фундаменту) части осадочной толщи.

Когда боковая миграция прогиба в конце концов прекратится, будет сформирована самая молодая грубообломочная часть толщи, образующая ядро и южное крыло плоской мульды (случай Гусиноозерской впадины).

С изложенной точки зрения находят простое объяснение многочисленные внутренние размывы и скрытые несогласия, наличие в слоях песчаных и конгломератов окатанной гальки, состоящей из материала нижележащих слоев той же свиты, типично выраженная косая слоистость речного (пойменного, руслового, дельтового) характера, преимущественный наклон косых серий в глубь впадин, срезание таких серий пологонаклонными поверхностями напластования и другие структурно-фациальные особенности угленосных свит ближнего Забайкалья.

Приведенная схема намекает, как нам кажется, весьма вероятный путь образования «псевдомоклиналей» и неполных синклиналей в сравнительно узких межгорных прогибах, хотя возможен и, по-видимому, обычен другой путь — сращивание дельт противоположных бортов в условиях медленного погружения оси прогиба без ее боковой миграции. И в том, и в другом случае легко осуществляются сплошной переыв осадка на поверхности дельтовых равнин и формирование, таким образом,

<sup>1</sup> Здесь мы не учитываем климатических, сезонных и других колебаний в твердом стоке рек и временных потоков.

поверхностей напластования, их последующий наклон в сторону центрального водоема и развитие в прогибе элементов синклиналии структуры.

Примером несимметричного двухстороннего роста дельты в глубоком межгорном прогибе, наблюдаемого, правда, в очень ранней стадии, является современный Байкал в наиболее суженной своей части, где крупная дельта р. Селенги растет навстречу небольшой дельте р. Бугульдейки.

У читателя может сложиться впечатление, что с помощью гипотезы о мигрирующем межгорном прогибе мы хотим объяснить существующие структурные особенности мезозойских впадин Забайкалья, игнорируя в них роль разломов. Но, развивая эту гипотезу, мы не упоминали о разломах только для простоты самой схемы. Напротив, реальность и длительность существования вблизи рассматриваемых впадин активных разломов только помогает дополнить и «улучшить» изложенную точку зрения.

В самом деле, наиболее трудным представлялся вопрос о том, как объяснить наблюдаемое в ближнем Забайкалье расположение впадин, отвечающее общим геометрическим закономерностям комплекса изгибов, при одновременной приуроченности большинства тех же впадин к продольным разломам? Этот вопрос был и до сих пор оставался основным в дискуссиях о характере верхнемезозойских структур Забайкалья. Мы предлагаем следующее его решение.

При значительной густоте древних, но способных к дальнейшей активизации разломов в домезозойском фундаменте пластические изгибы его поверхности не могли размещаться совершенно правильно, в соответствии с параметрами волнообразного движения. При этом имело место унаследованное от древних тектонических циклов общее движение масс с юго-востока на северо-запад — в сторону древней Сибирской платформы. Поскольку мелкая складчатых элементов должна была выразиться в вергентности и имеются в самом деле вместе с соответствующим образом направленными надвигами — Ангарским, Посольским, Хилокским, Боргойским и др.), так и наиболее крупных аркогенических форм — сводов и прогибов. Эту мысль автор развивал раньше, стремясь с ее помощью объяснить ряд структурных черт забайкальских впадин (Флоренсов, 1948). Но наиболее простым и естественным выражением вергентности (наклона) очень медленно развивающихся прогибов является, очевидно, их миграция в ту или иную сторону (главным образом в сторону, обратную общему движению масс).

Мигрирующий прогиб, возникший вначале, предположим, в межразломном пространстве, приблизившись к потенциально активному разлому, бесспорно не сможет развиваться таким же образом и дальше. Из межразломного прогиб неизбежно превратится в приразломный, а его дальнейшее смещение задержится или прекратится. Легко представить себе, что сохранение той же тенденции с приближением прогиба к разлому может вызвать превращение разлома в краевой надвиг, направленный в глубь прогиба. Выше уже говорилось о большой вероятности перерождения в Прибайкалье домезозойских сбросов в мезозойские надвиги.

Изложенная гипотеза не претендует на безусловную законченность и логичность. Вероятно, в ней найдутся и слабые стороны. Тем не менее ею как будто удовлетворительно объясняются все главнейшие известные особенности размещения, морфологии, внутренней структуры и взаимных связей мезозойских сводов и прогибов Прибайкалья.

Переходим к кайнозойским структурам, которые, как было показано выше, представлены крупными сложными грабеноподобными впадинами (байкальский тип) и сопровождающими их мелкими впадинами — сателлитами. Будучи связаны с Прибайкальским высокогорьем, кайнозойские структуры составляют сравнительно узкую полосу, представленную у южного клиновидного выступа Средне-Сибирского плоскогорья одним Южным Байкалом, а в обоих крыльях обрамления Иркутского амфитеатра отдельными ветвями впадин.

Среди впадин байкальского типа выделяется своими исключительными размерами прежде всего сам Байкал. Его ближайшим современным аналогом является другой незагруженный прогиб — Косогол (Хубсугул-Далай). Прочие образования подобного рода компенсированы осадками и в известном смысле ушли в своем развитии дальше, чем пазванные озерные впадины. Применяя к ним общее наименование «впадин байкальского типа», нужно иметь в виду, что современный Байкал по своим размерам, глубине и тектоническому режиму все же не идет ни в какое сравнение с остальными.

Впадины байкальского типа обладают крупными и, за исключением Байкала, почти одинаковыми размерами (длиной и шириной). Имеется определенное сходство и в их грубо овальных очертаниях. Распространена комбинация одного острого, а другого тупого конца у одной и той же депрессии. Более разнообразные очертания имеют мелкие кайнозойские впадины. Многие из них узки и сильно вытянуты в длину. Часть их занята озерами (Ничатка, Орон, Кичерские озера, Ильчир, Хара-Нор в бассейне р. Тиссы). Некоторые узкие впадины, располагающиеся на очень больших высотах, по-видимому, уже утратили способность к дальнейшему развитию (Ильчирская, Верхне-Темникская).

Расположение в пределах высокогорного Прибайкалья, взаимная группировка, форма, взаимоотношение с примыкающими сводами и другие особенности свидетельствуют лишь об очень отдаленном сходстве этих образований с ядрами синклинальных складок. Равным образом внутренние и междувадинные горные перемычки, будучи очень резко выраженными, фрагментарными (Ольхон, Ушканьи острова, Святой Нос) и в некоторых впадинах весьма многочисленными, например, в групповой Тункинской и Ципикано-Ципинской, лишь в самом общем виде напоминают поперечные антиклинальные перегибы.

Таким образом, кайнозойская структура в целом (включая сводовые хребты) от нормального параллельно-рядового комплекса складок морфологически стоит дальше, чем верхнемезозойская структура. Наоборот, значительно ярче, чем у последней, выражена связь кайнозойских изгибов с разломами фундамента, выраженными или в резких угловатых контурах отдельных впадин (обстоятельство, достаточное для постановки, а не для решения вопроса о наличии разлома), или в прямолинейных протяженных и очень высоких уступах, часто с явлением «треугольных склонов», или в зонах брекчий, прослеживаемых вдоль борта той или иной впадины. При детальном картировании автором были выявлены пучки радиально идущих поперечных сбросов, закономерно связанных с изгибами в простирании продольного Тункинского сброса. Мелкие поперечные сбросы отмечены и в Танхойской третичной полосе. Поперечный сброс намечается геофизикой в дельте р. Селенги. Подобные же явления констатированы в нескольких местах в Баргузинской впадине Логачевым.

Совершенно очевидно, что некоторые крупные впадины (Верхне-Авгарская, Ципикано-Ципинская) заключены между двумя параллель-

ными разломами и в этом смысле являются типичными двухсторонними грабенами. У других впадин очень резко выражен один краевой разлом (или несколько сближенных разломов), тогда как на их противоположном склоне следы крупных разломов вообще отсутствуют (впадины Тункинская, Косокольская, Баргузинская). Только с одной стороны обрамлены разломом многие мелкие впадины (Тураки, Амут, вероятно Окиска, Ильчирская и др.).

В отношении некоторых, в том числе и крупнейших впадин (Байкал), вопрос о числе и расположении разломов остается открытым;<sup>1</sup> конечно, его нельзя решить теми географическими методами, которые в Прибайкалье применялись главным образом. Очень резкие подводные уступы в Байкале могут быть отнесены к сбросовым лишь с известной вероятностью. Они круче и выше вдоль западного побережья озера и вероятность их сбросового происхождения больше, чем менее резких и высоких уступов, идущих вдоль восточного побережья. Более достоверен продольный сброс, намечаемый геофизиками по переднему краю дельты р. Селенги. Но к северу от нее, при несомненном наличии косо ориентированных к Байкалу сбросов (включая Баргузинский), еще ни один геолог не обнаружил и не проследил крупного разлома, параллельного Байкалу. То же самое относится и к геоморфологически резко выраженным внутривпадинным элементам. Если сбросовое происхождение южных, идущих на громадную глубину обрывов о. Ольхон не внушает почти никаких сомнений, то подобные же тектонические ограничения с разных сторон Ушканьих островов и особенно п-ова Святой Нос уже весьма проблематичны. В самом деле, представляет ли Святой Нос локальный, обрубленный со всех сторон сбросами горстовый блок, своего рода миниатюрный Рувензори, или это крутой короткий свод? Ни рельеф (донный и наружный), ни геологическая съемка обрывов этого полуострова, ни гравимагнитная съемка всей прилегающей к нему части Чивыркуйского перешейка не дают на этот вопрос прямого ответа.

При сопоставлении всего имеющегося материала по морфологии и тектонике Байкальской впадины видно, что последняя состоит из двух частей (Северный и Южный Байкал), разделенных сложной кулисно построенной перемычкой, состоящей из сравнительно узких горбообразных поднятий и узких глубоких впадин. Господствующей структурной формой Байкала является плоский несимметричный прогиб, причем изогнутая поверхность фундамента, по-видимому, разбита на многочисленные блоки с малыми амплитудами относительных смещений.

Прогиб Байкала развился на древнем глубинном шве, разделяющемся в самой впадине на две ветви — Северо-Байкальскую и Ольхоно-Баргузинско-Чарскую. Восточное обрамление Байкала образовано кулисно-комбинацией трех сводов — Хамар-Дабанского, Морского и Баргузинского, склоны которых различным образом срезаны береговой линией Байкала: параллельно оси свода у первого, субпараллельно — у второго, косо — у третьего. Подводные части сводов перебиты продольными (главным образом) и поперечными сбросами; амплитуды тех и других значительно меньше, чем у сложного Байкальского (Западного, «Обручевского») разлома. В Южном Байкале кайнозойский прогиб пересекается с юрской впадиной по линии исток Ангара — ст. Тутаурово, чем, по-видимому, и обусловлены максимальные глубины залегания фундамента —

<sup>1</sup> Здесь имеются в виду крупные краевые разломы, а не разломы вообще, которых, конечно, множество в каждой впадине рассматриваемого типа.

по данным геофизики до 5000 м в районе дельты р. Селенги (в так называемой Усть-Селенгинской впадине). К этому же пересечению приурочено большинство эпицентров байкальских землетрясений.

Большую роль в кайнозойских структурах играют внутри- и между-впадинные перемычки. Между теми и другими, если они входят в один линейный комплекс, нельзя провести ясной границы, тем более, что, например, в Косогол-Баргузинской полосе можно видеть разные формы перемычек и, по-видимому, в разных стадиях развития. Так, в самой Косогольской впадине они едва замечаются в виде п-ва Долон-Ула и о. Далакуй; в Тункинской структуре перемычки выражены настолько ясно и полно, что сама впадина кажется распавшейся на 4—5 звеньев; перемычка между Тункинской и Южно-Байкальской впадинами менее выразительна, чем между впадинами второго порядка — Мондинской и Хойтогольской. Зато Шаманский отрог, отделяющий впадину Усть-Баргузинскую от Баргузинской, весьма значителен. Внутри Баргузинской впадины перемычки снова еле намечены в виде диагональных отрогов Икатского хребта и гранитных ядер «куйтунов».

Ориентировка перемычек обычно совпадает с простиранием древних толщ (Святой Нос, Ольхон, Гурби-Дабан и др.). Имеются, однако, случаи полной независимости очертаний перемычек от структуры фундамента (Ниловский отрог, Ципо-Ципинский водораздел, перемычки внутри Муйской впадины и др.).

Е. В. Павловский и другие исследователи уже давно указывали на то, что по отношению к оси крупных впадин большинство внутренних перемычек ориентировано диагонально. По-видимому, это явление находится в прямой связи с особенностями периметров впадин байкальского типа, которые слагаются из продольных, диагональных и (очень редко) поперечных отрезков, что особенно хорошо видно в крупнейшей впадине Байкала. Дело в том, что оси основных сводовых поднятий и прогибов между ними в Прибайкалье лишь в самых общих чертах параллельны внутренним структурным формам фундамента. Возможно, простирание сводов и прогибов наиболее близкое к простиранию байкальских (рифейских, синийских) складчатых структур, тогда как угол, образуемый первыми с простиранием добайкальских складок, местами весьма значителен. Нельзя в самом деле не обратить внимания на то, что такие крупные перемычки, как Ольхон, Святой Нос, Гурби-Дабан и Еловский отрог, в общих чертах конформны элементам архейской структуры. Можно, таким образом, считать, что ориентировка перемычек внутри и между кайнозойскими впадинами в значительной мере обусловлена особенностями наиболее древнего структурного яруса. Другой причиной косо́й ориентировки внутривпадинных перемычек служит, по-видимому, очень характерная для Прибайкалья комбинация разломов, пересекающихся под углом 130—140°, которая чисто геометрически может быть очень легко выведена из трех «генеральных» простираний южной части Восточной Сибири («саянское» — 310—320°, «байкальское» — 40—60° и широтное — 75—90°). Геологический смысл этой комбинации остается пока недостаточно ясным.

Выше уже не раз подчеркивалась связь крупных кайнозойских впадин с пологими изгибами фундамента; как и в случае с мезозойскими впадинами, она не столь проста. Никким образом наблюдаемые структуры не могут быть выведены из механизма обрушения в замке единого сводового поднятия, что не однажды и вполне справедливо отмечалось Е. В. Павловским (1948а, 1948б). Тому же исследователю принадлежит

очень интересная мысль о приуроченности впадин байкальского типа к синклинальным прогибам, входящим в систему Байкальского свода — «антиклинория».

Необходимо констатировать следующие основные и, как нам кажется, вполне доказанные положения.

1. Впадины байкальского типа приурочены к прогибам фундамента и занимают их наиболее глубокие части. Последние посредством геоморфологического и гипсометрического «скачка» сопряжены с нависающими над ними главными высотами, как правило, приближенными ко впадинам с какой-либо одной стороны.

2. Все без исключения кайнозойские впадины сопровождаются молодыми разломами, причем роль разломов разной ориентировки неодинакова. Главное место принадлежит продольным разломам, второе — диагональным, третье — поперечным.

3. Как правило, разломы резче выражены с одной, а пластические деформации — с другой стороны впадин. В тех и других дислокациях участвуют неогеновые и постплиоценовые отложения. Наиболее юные дислокации, устанавливаемые геологическими методами, затрагивают позднеплейстоценовые отложения.

4. Наиболее распространен следующий структурный тип: синклинальный прогиб (обращенный свод) примыкает к древнему, но деятельному разлому, обрезающему соседний свод в его призматочной части. Изгибы фундамента, очень пологие в удалении от впадин, увеличиваются по приближению к последним и становятся особенно крутыми во внутренних впадинах второго порядка — «котлах», достигая в них 25—40°. Совершенно ясна прямая зависимость между интенсивностью пластических и хрупких деформаций, указывающая на общий источник и тесную взаимосвязь тех и других.

5. Своды и прогибы наиболее тесно связаны со структурным планом древнебайкальского (рифейско-нижнекембрийского) тектонического цикла. Объясняется это обстоятельство тем, что для Прибайкалья названный цикл был последним вполне законченным и полноценным. Однако унаследованность кайнозойских сводов и прогибов от древнебайкальских структур имеет только самый общий характер (простираение, местоположение).

6. К северу и к югу от Прибайкальского высокогорья размеры и интенсивность проявления кайнозойских структур резко уменьшаются. Так, в Присаянской депрессии, представляющей ряд относительных понижений, занятых аллювиальными равнинами, можно констатировать только очень слабый предгорный прогиб, ибо мощность кайнозойских, преимущественно четвертичных, отложений здесь очень невелика (10—12 м). Аналогичную в общем картину представляет Предбайкальский кайнозойский прогиб, выраженный полосой третичных отложений и системой продольных древних (постплиоценовых) долин, высланных четвертичным аллювием с мощностью того же порядка. Существенным признаком относительно малого погружения в Прииркутской части этого прогиба является глинистый и мергелистый состав неогеновых отложений, а развитие последних в прибортовых частях древних долин и даже на водоразделах свидетельствует о том, что в конце неогена или в постплиоцене опускания сменились здесь небольшими поднятиями. При этом оказывается, что неразвитость обоих предгорных прогибов (Присаянского и Предбайкальского) нельзя отнести только за счет повышенной «платформенности» их фундамента, ибо и по другую сторону высокогорья,

в Забайкалье, ярко выраженные глубокие и самостоятельные кайнозойские впадины также отсутствуют. Мощные третичные отложения здесь, по существу, неизвестны.

Сказанное свидетельствует об исключительной локализации кайнозойских впадин в Прибайкалье, о том, что последние как бы вложены, «втиснуты» в гораздо более широкое и ровное мезозойское тектоническое поле.

7. Впадины байкальского типа нельзя считать результатом простого преобразования мезозойских прогибов, ибо первые развивались после длительного перерыва вполне самостоятельно, а в иных случаях и дисконформно по отношению ко вторым (Южный Байкал). Ясно проявляется наложенный характер кайнозойской тектоники в юрской толще, развитой на северной окраине Чарской впадины. Наряду с усложнением мезозойских прогибов кайнозойскими движениями протекал совершенно особый и самостоятельный процесс образования в Прибайкалье новых огромных впадин. Некоторое структурное сходство последних с мезозойскими впадинами объясняется не преемственностью, а относительным постоянством свойств фундамента и сходством тектонических режимов. Вместе с тем способность фундамента к линейному короблению (аркогенезу) в кайнозое сильно понизилась: вместо узких линейных сводов, каковые возникли в позднем мезозое, в это время сформировались очень широкие плоские своды (Байкальский, осложненный огромными впадинами) и такие же прогибы (Витимо-Селенгинский). При этом обширные пологие своды вытягивали и подчиняли себе целые комплексы разломов и связанных с ними мезозойских прогибов. Такое «геоморфологическое» обобщение мезозойских структур внутри более крупных кайнозойских мы действительно видим в Даурском хребте, Малом Хамар-Дабане и Восточном Саяне.

Итак, особенности строения и пространственного распределения кайнозойских структур исключают возможность их сравнения с простыми «складками основания». Изгибы последнего отличаются от наблюдаемых в системе мезозойских сводов и прогибов своей большей неравномерностью, пологостью и шириной. Иначе говоря, кайнозойские своды имеют большие радиусы кривизны, нежели мезозойские, но уступают им по «сплошности» распространения. Кайнозойские впадины ушли дальше мезозойских в смысле своей локализации. С гораздо большей пространственной сосредоточенностью кайнозойского впадинообразования по сравнению с мезозойским связаны очень быстрый рост и огромные размеры сравнительно немногочисленных впадин байкальского типа.

Прибайкалье, как известно, отличается интенсивным отрицательным фоном аномалий силы тяжести и должно быть причислено, по терминологии Е. Н. Люстиха, к «возмущенным» платформам, близким по своей гравиметрической характеристике к Южной Индии и Восточной Африке (Люстих, 1948). На общем отрицательном фоне в Прибайкалье выделяются более резкие минимумы, связанные с горными высотами и впадинами байкальского типа; наиболее резкий минимум находится в Тункинской впадине; в центральных частях других впадин значение аномалий силы тяжести несколько меньшее, при этом градиенты аномалий резко увеличиваются по направлению к бортам.

Сопоставление этих данных с данными магниторазведки привело геофизиков Федынского, Ареста, Булмасова к выводу, что во впадинах байкальского типа возмущающей массой является рыхлый осадочный покров, а не лежащий под ним фундамент. Впрочем, некоторые геофизики,

например В. М. Косов, считают, что гравитационные аномалии Байкала нужно хотя бы частично отнести за счет глубинного фактора; это мнение подтверждается и сейсмическими исследованиями в Прибайкалье, обнаружившими утолщение коры в Южном Байкале и Хамар-Дабане (Гайский, 1950; Тресков, 1955).

Конечно, данные по Южному Байкалу нельзя переносить на все остальное Прибайкалье, считая, что соответственные утолщения коры имеются и в других кайнозойских впадинах, тем не менее они имеют особый интерес, так как представляют совпадение результатов, полученных разными методами. Наковец, В. А. Магницким и И. Фоминой было показано, что гравитационные аномалии грабенов, в том числе типа байкальских, могут быть выведены из механизма их образования — растяжения коры на фоне обширных поднятий (Магницкий, 1953).

В настоящее время все большим признанием пользуется гипотеза, объясняющая вертикальные колебательные движения земной коры глубинной дифференциацией вещества. Е. Н. Люстих применил эту гипотезу для объяснения гравитационных аномалий островных дуг, показав, что наиболее вероятным источником аномалий является поднятие легких сиалических масс по глубинному разлому, ведущее к раздвиганию в стороны тяжелого океанического субстрата (Люстих, 1955). Но в Прибайкалье мы имеем совершенно иную обстановку — легкий материковый субстрат, сквозь который в тыл Саяно-Байкальской горной дуги, а отчасти и в наиболее высоко поднятые участки самой дуги проникли в больших количествах базальтовые лавы. Поэтому, учитывая геологические и геоморфологические данные, причины отрицательных аномалий всего Прибайкалья естественнее связывать с физическим состоянием вещества коры (расширением), а не с отличиями в ее составе, например, по сравнению с соседней древней платформой, а гравитационные минимумы впадин правильнее относить за счет рыхлых осадков.

В последние годы при аэромагнитной съемке Прибайкалья была отмечена еще одна интересная закономерность. Оказалось, что при очень близком совпадении с относительными магнитными максимумами северо-западных бортов впадин Тункинской, Байкальской и Баргузинской магнитные минимумы (отрицательные аномалии  $\Delta z$ ) охватывают как сами впадины, так и прилегающие к ним с юго-востока части горных хребтов. Б. И. Блюменцвейг и И. И. Вайман, выполнившие исследование, считают, что это явление указывает на наличие более широких, чем современные, очень древних (архейских?) прогибов, не отраженных на геологической карте Прибайкалья. Нам кажется, что такая интерпретация весьма произвольна уже потому, что контуры архейских антиклинорий и синклинорий в Восточном Прибайкалье проблематичны и во всяком случае известны гораздо хуже, чем очертания новейших прогибов. Действительно, вхождение в состав аэромагнитных минимумов западных склонов Хамар-Дабана, Морского, Баргузинского и Икатского хребтов можно гораздо проще объяснить распространением на них юго-восточных крыльев кайнозойских прогибов. Последнее же вполне согласуется с наблюдениями; как мы видели, обращенные к смежным впадинам склоны Хамар-Дабана и Икатского хребта местами несут довольно мощный кайнозойский покров и должны быть причислены скорее к прогибам, чем к сводам.<sup>1</sup> Почему и в какой мере кайнозойское прогибание вызывает

<sup>1</sup> Это явление может быть также объяснено миграцией кайнозойских прогибов к северо-западу.

в Прибайкалье образование магнитных минимумов, мы, конечно, не знаем. Во всяком случае прогибание не ограничивается экранирующим влиянием осадочного покрова в прогибах и, возможно, отчасти стоит в связи с оттоком от них базальтовой магмы. Но при любых оговорках отрицательные магнитные аномалии как бы «подрисовывают» с восточной стороны геоморфологических контуров впадин значительные площади, действительно входящие в геологические границы кайнозойских прогибов. Как указывалось выше, в этих местах они широки, расплывчаты, ибо обусловлены изгибами, а не разломами.

Предпринимавшееся многими исследователями сравнение впадин байкальского типа с восточноафриканскими грабенами, несомненно, выиграло бы, если бы было можно сопоставить также и геофизические показатели обеих областей. Многие в этом отношении остается неизвестным. Тем не менее некоторые общие характеристики (например, отрицательное поле силы тяжести, мелкие очаги землетрясений) у них одинаковы. Вместе с тем необходимо согласиться с В. А. Обручевым и Е. В. Павловским, указавшими на наличие в африканских и байкальских структурах не только сходных черт, но и некоторых различий. Главное, что отличает внешнюю структуру байкальских впадин от им подобных в Европе и Африке, это, по-видимому, более существенное участие (или выражение?) в байкальских впадинах пластических деформаций. Впрочем, материалы для непосредственного сравнения тех и других по этому признаку отсутствуют и, например, Е. В. Павловский считает, что сводовые формы тектоники (аркогенез) для Восточной Африки не менее типичны (Павловский, 1948б).<sup>1</sup>

Имея в настоящее время бесспорные доказательства сложности строения впадин байкальского типа, участия в них дислокаций разного рода и масштаба, нельзя не признать беспредметным дальнейший спор о том, представляют ли они только грабены (сбросовые рвы) или только синклинальные прогибы. Нет, они не являются в чистом виде ни тем, ни другим, а также не отвечают обычному платформенному прогибу (мульде, синеклизе), классическому рифту или рампу. Включая в себя различные элементы этих образований (за исключением, по-видимому, надвигов), впадины байкальского типа представляют своеобразные структурные комплексы, близкие (но не подобные) своим предшественницам — мезозойским впадинам. Наблюдая в Прибайкалье постоянные сочетания различных деформаций древнего (местами архейского) кристаллического фундамента, нельзя не прийти к выводу, что, во-первых, дислокации различного типа имеют в нем общий глубинный источник и что, во-вторых, разломы и изгибы фундамента проявляются, по-видимому, вообще всегда совместно.

<sup>1</sup> После того как рукопись настоящей работы была передана в издательство, автор получил возможность ознакомиться со сводкой Ф. Дикси по восточноафриканской рифтовой системе (F. Dixey, 1956). Работа Дикси позволяет убедиться не только в большом сходстве развития восточноафриканского рифта и впадин байкальской системы в неогене и плейстоцене, что было известно и раньше, но и в сходстве геологических связей обеих систем со структурой их древнего фундамента.

## ДРУГИЕ ВОПРОСЫ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ

Особой единицей в структуре описываемой области является Витимское плоскогорье, свойства которого в общем хорошо выражены его названием. Этот крупный район резко отличается своим сглаженным рельефом и от высокогорных хребтов Прибайкальской зоны, и от системы низких параллельных сводов-хребтов Южного Забайкалья. Объяснить эту геоморфологическую особенность Витимского плоскогорья нивелирующим действием излияний базальтовых лав невозможно потому, что, во-первых, базальты слагают только центральное плато плоскогорья и, во-вторых, имеют небольшую мощность (не более 150—200 м). С другой стороны, до сих пор не удалось отыскать огибающие плоскогорье разломы и признать его тектоническим блоком (глыбой). Невозможно, далее, видеть в этой структурной единице простое пологое крыло главного Байкальского свода. Этому противоречит однообразие высотных отметок в пределах всего плоскогорья.

Интересно то обстоятельство, что петлеобразные верховья р. Витима как бы охватывают центральное лавовое плато плоскогорья и приблизительно параллельны его внешней контуре. Хребты-своды огибают плоскогорье с запада, севера и юго-востока, а по приближении к нему с юго-запада затухают и расплываются. Кайнозойские впадины прерывистой цепью охватывают плоскогорье с северо-запада, в то время как верхнемезозойские проникают глубоко в его пределы. Но самой замечательной особенностью плоскогорья являются его вулканогенные формы. Как мы видели, подобные им образования в западной части Прибайкалья и в Восточном Саяне связаны с молодыми широтными структурами и с гораздо более контрастным современным рельефом. При этом лавовый панцирь, покрывающий центральную часть плоскогорья, скрывает его фундамент на сравнительно небольшом пространстве — около 4 тыс. км<sup>2</sup>.

Перечисленные особенности Витимского плоскогорья позволяют, как нам кажется, отнести его к своеобразным жестким ядрам, обнаружившим свои особые свойства сравнительно поздно, начиная с верхнего мезозоя. В это время южная и западная части плоскогорья были захвачены слабым сводообразованием, о чем косвенно свидетельствуют возникшие здесь юрско-меловые прогибы. Не будучи типичной срединной массой и соприкасаясь по своим окраинам с «тяжелыми», малоподвижными сводовыми структурами, Витимское плоскогорье не вызвало соответствующего искривления их шарниров. Своды проникли на небольшое расстояние в глубь плоскогорья и в нем расплылись. В последующее время Витимская структура сохраняла относительно слабую подвижность, и грандиозные события, разыгравшиеся в Байкальской зоне во второй половине кайнозоя, затронули его в малой степени. Тем не менее в позднем нео-

явлении заключается особый парагенезис, свойственный миоценовым отложениям также и других, пока еще слишком слабо изученных впадин байкальского типа.

В составе тункинского миоцена, в отличие от миоцена байкальской и других впадин, лежащих еще далее к востоку, огромную роль играют вулканогенные породы. Судя по разрезу глубокой роторной скважины, в главном прогибе Тункинской впадины они составляют почти одну треть мощности отложений. Мощности отдельных потоков базальтов колеблются от нескольких метров до 50—80 м (в последнем случае приходится предполагать наличие сложных «многоэтажных» потоков и покровов или даже силлов). Поскольку базальты, а также туфогенные породы базальтового состава залегают и в вышележащих толщах, до плейстоцена включительно, весь комплекс кайнозойских отложений Тункинской впадины можно рассматривать как сложную осадочно-вулканогенную серию. Базальты тункинского миоцена имеют повышенную щелочность и в этом отношении приближаются к настоящим трахибазальтам (Лурье, 1954; Логачев и Кравченко, 1955). Среди них главенствуют разновидности, содержащие оливин и примесь эгирин-авгита. Широко распространены цеолитовые и палагонитовые базальты. Иногда в базальтах отмечается нефелин.

Значительная мощность тункинского миоплиоцена (порядка 1500 м) по сравнению, например, с баргузинским, обусловлена наличием в первом из них многочисленных (свыше 70) базальтовых потоков или покровов. Суммарная мощность последних в Тункинской впадине превосходит 500 м.

Вышележащая толща, как отмечалось, отделяется от миоплиоценовых отложений резкой сменой в механическом составе осадков и несогласием, причем то и другое очень хорошо выражено на краях впадин и почти незаметно в их центральных частях. Совершенно ясно, что новый верхнетретичный этап седиментации протекал в беспокойной тектонической обстановке, в условиях четко наметившихся границ впадин и резкого поднятия горных хребтов.

Неравномерный ход тектонических движений этой эпохи отражен в ритмическом строении пачек грубообломочных отложений в краевых частях впадин. В этом смысле особенно показателен описанный Н. А. Логачевым разрез рыхлых верхнетретичных отложений, вскрытый р. Хобок в восточной части Тункинской впадины. Здесь в толще аллювиально-пролювиальных отложений представлен двучленный ритм, состоящий из повторения горизонтов конгломератов, брекчий, песчаников и суглинков. В конгломератах обнаружены моллюски, относящиеся к плиоцен-четвертичному комплексу. Г. Г. Мартинсоном определены *Carichium* off. *minitatum* Müll., *Calumnella edentula* Drap., *Succinea* sp. Suv., *Vallonia pulhella* Müll., *Goniodiscus ruderatus* Stud.

Грубообломочные, крайне фациально изменчивые отложения плиоцена, по данным автора, Кузнецовой, Щербаковой и Саркисяна, помимо собственно Тункинской, распространены во впадинах Мондинской, Торсобственной и Быстринской. В бассейне р. Витима, по наблюдениям Шахвартовой и Мирчинк, они выполняют мелкие тектонические впадины и древние погребенные долины.

В Тункинской впадине описываемая толща представлена двумя ясно различимыми свитами: нижней свитой песков, гравийных песков, галечников и конгломератов с обильными охристыми пятнами, разводами и стяжениями лимонита, с гальками и обломками выветрелых кристалли-

гене или в раннем плейстоцене на плоскогорье имели место площадные базальтовые излияния, а позже возникли долинные потоки и шлаковые конусы. Не следует видеть в Витимском лавовом плато что-либо необычайное; оно составляет один из естественных элементов кайнозойского вулканического пояса, являясь лишь особенно крупным его звеном.<sup>1</sup> Значительный перерыв в выходах базальтов между лавовым плато р. Витима и базальтами Каларского хребта совпадает с почти полным отсутствием на этом пространстве мезозойских впадин.

Итак, в общей системе мезо-кайнозойских структур Прибайкалья Витимское плоскогорье выступает как своеобразное «уплотнение» фундамента, лишенное четких ограничений. Центральная часть плоскогорья, лежащая в низовьях рр. Ципы и Амалат, где отсутствуют мезо-кайнозойские впадины и следы молодого вулканизма, отличается, вероятно, значительно меньшей раздробленностью фундамента, чем прочие районы Прибайкалья. Роль разломов в оконтуривании юго-западной части Витимского плоскогорья выяснится позже и, надо думать, будет значительной.

Как следует из предыдущих описаний, высоты гор, глубины впадин и проявления новейшего вулканизма распределены в Прибайкалье в высшей степени неравномерно. Видя в сочетании перечисленных элементов отражение каких-то геологических закономерностей, нельзя обойти молчаливым вопросом о том, почему Прибайкалье приобрело особенно контрастным, высокогорный облик только в отдельных местах (главным образом на «концах» рассматриваемой горной дуги), в то время как Южный Байкал с только ему одному присущими особенностями (максимальные глубины водоема и максимальный прогиб фундамента, средоточие эпицентров землетрясений) лежит в полосе среднегорья в своеобразной орografической «седловине»? Этот вопрос пока не может быть удовлетворительно решен, ибо он тесно связан с очень трудной общей проблемой происхождения впадины Байкала. Все же нельзя не обратить еще раз внимания на приближенность Байкала к южному, иркутскому, выступу Сибирской платформы — обстоятельство, отмечавшееся многими исследователями. Создается определенное впечатление, что влияние платформы и до сих пор распространяется в сторону Байкала гораздо дальше внешнего контура современной горной страны. Ведь возможно, что древняя платформа со своей мощной нижнепалеозойской покрывкой ранее проникала далеко на юг именно в пределы Южного Байкала, а юрский предгорный прогиб уже вне всякого сомнения вторгался в районе рр. Б. Кот и М. Кот в контур современного озера. В таком случае, не отражают ли современные небольшие высоты платообразных водоразделов Приморского хребта затянувшийся до современности платформенный тектонический режим этой области, несмотря на все ее гигантские недавние преобразования? Тогда в «продавленности» горного обрамления Южного Байкала можно было бы видеть черты ограниченной тектонической подвижности, унаследованные с древнейших времен и тем не менее все еще обладающие «ландшафтной зримостью». Если эти предположения окажутся справедливыми, то само становление альпийского горного пояса в Прибайкалье и его кайнозойских впадин придется признать в значи-

<sup>1</sup> Сравнительно большая площадь, занимаемая витимскими базальтами, объясняется, конечно, слабой денудацией на низком плоскогорье, в то время как их обширные покровы в южной части Восточного Саяна были уничтожены при последующих поднятиях и глубоком эрозионном расчленении.

тельной степени независимым от положения поверхностных структур, даже таких древних и крупных, как платформа байкальской складчатости.

Заслуживает особого внимания вопрос о происхождении асимметричного строения межгорных впадин Прибайкалья. Выше было показано, что подобное строение свойственно громадному большинству как мезозойских, так и кайнозойских прогибов и ярко выражено в их морфологии. Особенно резко асимметричны (за немногими исключениями) кайнозойские впадины; к юго-востоку от Прибайкальского высокогорья в юрско-меловых прогибах эта особенность постепенно утрачивается.

В одной из прежних работ (Флоренсов, 1947а) автор, отмечая относительно более сложное строение юго-восточных крыльев большинства мезозойских прогибов Забайкалья, высказал мысль о связи этого явления с ориентированным в сторону Сибирской платформы и унаследованным от домезозойских циклов движением масс. Действительно, повсюду в Прибайкалье наблюдается наклон мезозойских складок на север и северо-запад в сторону платформы, аналогичным образом направлены и мезозойские надвиги (Ангарский, Посольский, Боргойский, Хилокский), а южные крылья юрско-меловых прогибов построены, как правило, сложнее, чем северные. Эти давно известные факты подтверждены и новыми наблюдениями. Так, закономерный наклон осевых поверхностей складок к северо-западу в последние годы зафиксирован Флоренсовым и Логачевым в неогеновых и даже, возможно, в плейстоценовых отложениях.

В однообразной вергентности складок разновозрастных отложений нельзя не видеть значительного постоянства тектонического силового поля в Прибайкалье. Из особенностей последнего, как нам кажется, легко может быть выведена и асимметрия мезо-кайнозойских прогибов.

Для объяснения «байкальской» асимметрии, особенно ярко выраженной у крупных кайнозойских впадин, по заметной также и у более древних забайкальских прогибов, Н. В. Думитрашко привлекает якобы существующее давление со стороны Сибирской платформы, направленное с северо-запада на юго-восток (Думитрашко, 1952б). Другие авторы просто обходят этот в самом деле весьма трудный вопрос.

Основную причину рассматриваемого явления, по-видимому, следует видеть в том, что в мезозое и кайнозое в Прибайкалье господствовали не сжимающие, а растягивающие тектонические усилия. Несомненно, что и заключительная (современная) фаза геологического развития этой страны протекает на фоне доминирующего растяжения коры, на что в особенности указывают господствующие здесь отрицательные аномалии силы тяжести. В прошлые эпохи растяжение коры было здесь также одним из ведущих геологических факторов, о чем говорят оживление древних разломов, развитие грабеноподобных структур, многократные эффузии и т. д. Но если в фазы кратковременного сжатия, позволившего нам по форме складок и надвигов судить о его преобладающем действии, движение масс было направлено главным образом на северо-запад, то при последующем расширении основная его ориентировка должна быть прямо противоположной. Автором в 1941 г. наблюдались падающие к юго-востоку тектонические трещины, рассекающие архейские толщи в откосах Кругобайкальской ж. д.; стенки этих ныне зияющих трещин покрыты корочками рассланцованного милонита, указывая тем самым на последовательно происходившее сжатие—растяжение.

Следовательно, недавнее (в геологическом смысле) «разрыхление» древнего кристаллического фундамента, отделение друг от друга давно наметившихся блоков, отрыв более подвижных масс от менее подвижных

должны были произойти главным образом по трещинам широтного и северо-восточного простирания в направлении на юг и юго-восток. Этим способом были приведены в действие старые разломы, которые сами по себе при отсутствии смежных с ними прогибов не смогли бы создать резко асимметричные структуры. Действительно, представляя себе земную кору в виде параллельных, различных по своей пластичности звеньев, мы окажемся перед возможностью обрыва слабого звена (вследствие одностороннего растяжения) или с одной, или с другой его стороны. Однако совершенно очевидно, что в Прибайкалье, в силу его окраинного положения по отношению к внутреннему полю древней платформы, издавна заложена своеобразная структурная анизотропность. Налицо два главных условия: относительно большая устойчивость древней платформенной массы и приуроченность наиболее протяженных глубоких древних разломов к окраине последней. Отсюда необходимо следует и возникновение асимметричных «новобайкальских» структур, по линии которых от сравнительно стабильной платформенной массы как бы отодвинута к востоку, к Тихому океану, более гетерогенная «разрыхленная» масса, состоящая из системы сводов, прогибов и разломов, во многих местах обильно насыщенная базальтовыми лавами. При этом находит естественное объяснение постепенное, по мере удаления от древней платформы, затупевывание «байкальской» асимметрии во впадинах Забайкалья.

Таким образом, существующие особенности в строении и морфологии противоположных крыльев мезо-кайнозойских прогибов, как и само их расположение в Прибайкалье, лучше объясняются с изложенной точки зрения, нежели с помощью гипотезы активного давления Сибирской платформы на свое горно-складчатое обрамление.

Рассматривая систему впадин байкальского типа как явление своеобразного отрыва крупного подвижного сегмента Восточной Азии от Сибирской платформы, нельзя не обратить внимание на некоторые внешние черты, сближающие впадину Байкала с глубоководными океаническими впадинами. Автор далек от желания видеть аналогию и в тех, и в других явлениях; они, бесспорно, глубоко различны и по своей сущности, и по масштабу. Тем не менее известные параллели между ними все же существуют и игнорировать их было бы неправильно. По-видимому, известное «подобие» байкальской впадины и глубоководных впадин типа Курильско-Камчатской зависит от сходного механизма их образования. На сходство впадины Мертвого моря, близкой к Байкалу, с глубоководными океаническими впадинами в 1953 г. указал Пикар.

Байкал действительно напоминает океанические впадины, прилегающие к внешней стороне островных дуг, своими размерами, очертаниями, формой, асимметрией склонов, относительно высокой сейсмичностью, наличием подводных каньонов, наконец, по-видимому, своим возрастом. Констатируя общность некоторых черт глубочайшей континентальной впадины и океанических желобов, для Восточной Азии можно, кроме того, указать на их грубо параллельное расположение. Не вдаваясь в сущность этого явления, мы остановимся только на одной, чисто внешней его стороне.

Нам кажется, что в географически упорядоченной, параллельной повторяемости каких-либо тектонических структур или их отдельных элементов нельзя не ощутить влияния некоего общего динамического поля, из которого невозможно изъять горизонтальную составляющую. Сама повторяемость сходных, одинаково несимметричных и взаимно параллельных комбинаций, относящихся к той или иной площади, говорит об

общности и однообразной направленности процесса, создавшего эти комбинации. И если именно таким логическим путем в структурную геологию проникло понятие стресса и одностороннего движения масс, то при объяснении генезиса рядов одинаково построенных впадин нельзя обойтись одними вертикальными силами, ибо в самом распределении векторов этих сил в любой модели движения заключается их горизонтальная упорядоченность, закономерность, а следовательно, тангенциальный элемент динамического поля. Если при этом еще учесть склонность мезокайнозойских сводов развиваться на востоке СССР на древних антиклинальных структурах, а молодых прогибов — соответственно на древних синклиналях, то идея об унаследованности (преемственности, необратимости) тектонических структур может быть дополнена признанием существования очень глубоко заложенного постоянного силового поля, имеющего планетарный масштаб и всегда «просвечивающего» через осадочный покров, несмотря на всяческие превратности геологической жизни того или иного района.

Поэтому нам кажется не вполне правильным видеть в изгибах и разломах фундамента древних платформ, порождающих на них горообразование, осадконакопление, магматизм и метаморфизм, действие только одних вертикальных сил. Правдоподобнее считать их проявлением неравномерно развитых, но пространственно упорядоченных глубинных объемных деформаций земной коры. Возможно, что слоистое строение коры, которая с точки зрения теории о дифференциации вещества Земли сама имеет в известном смысле «осадочное» происхождение, и есть главное условие возникновения тех деформаций, которые выражаются на поверхности в виде линейного коробления.<sup>1</sup>

Далее, очень интересен вопрос о тектонической сущности современной границы Саяно-Байкальского нагорья и Средне-Сибирской плоской возвышенности. Геоморфологически эта граница весьма напоминает нормальный переход складчатой зоны в ее платформу и именно таким образом трактуется некоторыми исследователями. Другие видят в ней лишь пассивную зону контакта допалеозойского фундамента и палеозойской покрывки платформы, выведенную на поверхность при краевом поднятии последней. Сторонники этой точки зрения отодвигают границу каледонской платформы и складчатой зоны далеко к югу, в глубь Саяно-Байкальского нагорья (Зайцев, 1954; Одинцов, 1953). Кроме того, высказывалось предположение, что эта граница совпадает с системой байкальских разломов (Флоренсов, 1954а).

Нам кажется, что в вопросах структурного районирования Прибайкалья принципиально важными являются две очень четкие границы. Первая из них совпадает с системой Саяно-Байкальских разломов и представляет древний глубинный шов, разграничивающий две области, различные по геологической истории и тектоническому режиму, — Сибирскую платформу и окружающую ее с юга складчатую зону. Как известно, обе эти области приобрели свои свойства уже в протерозое (возможно, в нижнем). В течение последующих геологических периодов (до кайнозоя включительно) система Саяно-Байкальских разломов являлась своеобразным рубежом для накопления в различных фациях отложений одинакового возраста.

Разницу в составе, мощности, а также в структуре осадочных толщ по обе стороны от зоны байкальских разломов можно легко проследить

<sup>1</sup> Термин предложен В. Н. Давыловичем.

для верхнего протерозоя (рифей), нижнего палеозоя и мезозоя. В Саянской ветви разломов наблюдается, по-видимому, то же самое явление, но здесь оно не может считаться столь хорошо доказанным из-за относительно слабой разработанности стратиграфии древних толщ Присаянья. От обеих ветвей пояса разломов отходят дополнительные разломы (Тункинский и Баргузинский), создающие в общем симметричный рисунок всей системы. В-образованных таким путем клиньях (рис. 42, 43) сосредоточены переходные, субгеосинклинальные фации нижнего палеозоя (Средний Витим, Байкало-Баргузинский водораздел, верховья р. Оки).

В кайнозойская система Саяно-Байкальских разломов испытала новое перерождение; в восточной ее ветви развились глубокие прогибы байкальского типа. Кайнозойский вулканизм при этом был локализован только по одну (южную) сторону глубинного шва. Главный саянский разлом развивался очень слабо и особенно активными здесь оказались опережающие разломы (Тункинская и Окинская зоны).

Все эти особенности заставляют видеть в системе байкальских разломов узкую зону перехода от платформы к более подвижной, хотя все же не складчатой области для всего палеозоя и всего мезозоя. Лишь в кайнозой, когда произошло оформление современного Саяно-Байкальского нагорья и его подковообразной подошвы, идущей по южной окраине Иркутского амфитеатра, зона Саяно-Байкальских разломов сама приобрела некоторые своеобразные черты готовящейся складчатой области (мощное неравномерное накопление, высокогорный рельеф, вулканизм, высокая сейсмичность). При этом граница платформы в ее геоморфологическом выражении сдвинулась соответственно к северу, включив в себя слабо выраженный третичный предгорный прогиб и заняв свое современное положение. Эта вторая важная структурная граница Восточной Сибири, будучи очень молодой, совпадает с современным орографическим уступом Иркутского амфитеатра.

К какого же рода структурам можно причислить формы поверхности древнего фундамента в Прибайкалье и Забайкалье? Дают ли приведенные описания право отнести их к обычному платформенному типу или типу, получившему название переходного или промежуточного? Какая из многочисленных точек зрения на характер мезо-кайнозойской тектоники этой области более справедлива?

Как подчеркивалось выше, одной из главнейших геологических особенностей Прибайкалья и Западного Забайкалья является большая древность и разнородность домезозойского фундамента. Другая их особенность состоит в том, что положительные и отрицательные формы поверхности фундамента в разных по возрасту структурных зонах обладают определенной спецификой. Наконец, нельзя не учитывать «сплошность» развития тех же структур в одних районах и их расплывание, исчезновение — в других (например, в северной части Восточного Саяна, на Витимском плоскогорье).

Платформа, подвижная платформа, переходная, краевая, «активизированная» части платформы — вот современные определения структурной сущности интересующей нас территории. Пологое вздутие, антеклиза, рассеченная в зоне максимального воздымания сбросовыми впадинами, комплекс поверхностных, геоморфологически выраженных линейных складок большого радиуса кривизны (аркогенез Е. В. Павловского) — вот ведущие формы мезо-кайнозойской тектоники юго-западной части Восточной Сибири у разных авторов. В существующих ныне точках

зрения лишь в виде компромисса допускаются: в одних случаях локальная складчатость, производная от разломов в фундаменте, в других — разломы как вторичные явления, лишь несколько осложняющие складчатые изгибы.

Изложенные материалы по тектонике Прибайкалья никоим образом не укладываются в представление о едином пологом плоском вздутии и его дальнейшем расчленении на грабены и горсты. Нельзя, как это делает, например, Н. В. Думитрашко, видеть в Прибайкалье лишь мозаику глыб с различными амплитудами вертикальных движений. Недопустимо считать эту область просто бесформенным краевым поднятием или вздутием (аптеклизой), расчлененным в осевой части сбросовыми рвами, а на крыльях состоящим из отдельных ступеней поднятия. Нельзя рассматривать Забайкалье и как простое чередование продольных горстов и грабенов, пренебрегая их более общей тектонической основой, закрывая глаза на закономерность их чередования и распределения, т. е. допуская и в этом случае какое-то первоначальное плоское вздутие, в котором разломы развивались сами по себе, случайно, подчиняясь разве только господствующему простиранию древних структур.

Не следует, как нам кажется, видеть в юной тектонике Прибайкалья только комплекс линейных, пологих, геоморфологически выраженных складок, развивавшихся длительно и непрерывно, начиная со среднего мезозоя, и осложненных разломами крыльев как второстепенными деталями.<sup>1</sup> Бесспорно, последняя гипотеза заслуживает очень большого внимания хотя бы потому, что привлекала внимание геологов к новым фактам и попыталась дать их новое освещение. Но вместе с тем пужно признать, что она несколько упрощала явления, иногда излишне геометризируя действительно существующие в Прибайкалье формы мезо-кайнозойской тектоники и допуская при этом непрерывность их развития (хотя длительность его несомненна), в то время как они создавались в две стадии, отделенные крупным перерывом (верхний мел, палеоген и, возможно, начало неогена), при существенной перестройке структуры рассматриваемой области в позднем кайнозое. Главное же заключается в том, что в своем первоначальном виде гипотеза аркогенеза в недостаточной степени учитывала структурно-механические свойства древнего фундамента, в частности наличие в нем очень мощных домезозойских разломов. Эту особенность фундамента справедливо учитывал С. В. Обручев в своих многочисленных работах по Восточному Саяну, но ей он придавал доминирующее, исключительное значение, отрицая (или почти отрицая) роль пластических деформаций. Таким образом, учет внутренних свойств древнего фундамента дает возможность дополнить и развить гипотезу аркогенеза в ее приложении к Прибайкалью.

Из приведенных материалов следует далее, что рассматривать все Прибайкалье как область развития куполовидной (неполной, прерывистой) складчатости также нет оснований. В своей монографии по вопросам общей геотектоники В. В. Белоусов вводит понятие об особой категории складчатости, названной им промежуточной (Белоусов, 1954б, 1954в). Подчеркивая переходный характер последней между нормальной линейной (полной) и прерывистой складчатостью и указывая, что областям промежуточной складчатости свойствен промежуточный же характер колебательных движений, В. В. Белоусов считает главными ее свойствами развитие узких гребневидных антиклиналей с широкими плав-

<sup>1</sup> Эти взгляды разделял и развивал автор настоящей работы.

ными синклиналями между ними. Ближайшими к Прибайкалью областями развития промежуточной или гребневидной складчатости, свойственной парагеосинклиналям, В. В. Белоусов считает Северный Китай, Маньчжурию, Северо-Восточную Монголию. Подробное описание «гребневидной» складчатости в районе Северо-Восточной Монголии дано в сводной работе К. Б. Мокшанцева, В. И. Браташ, В. С. Волхонина, Л. А. Данилова, Е. П. Рослякова. Нетрудно заметить, что мезо-кайнозойские структуры Прибайкалья и Западно Забайкалья имеют мало общего и с этим типом складчатости.

На основании анализа мезо-кайнозойских структур можно сделать следующие выводы.

1. Пластическим деформациям в Прибайкалье подвергнут очень древний кристаллический фундамент, отличающийся в приповерхностной части, несомненно, повышенной хрупкостью и ранее расчлененный древними (рифейскими, раннекаледонскими) разломами.

2. На всей рассматриваемой территории, за исключением Витимского плоскогорья и северных крыльев Саяно-Байкальского поднятия (северная часть Восточного Саяна, Патомское нагорье), линейные своды и прогибы между ними, закономерно чередуясь, развиты повсеместно, образуют «сплошной» комплекс и приближаются в этом (и только в этом) отношении к «полной» линейной складчатости. В морфологическом отношении своды и прогибы могут быть отнесены к переходным образованиям от настоящих линейных складок к куполовидным платформенным структурам. По длительности развития они стоят ближе к последним.

3. Господствующее положение в общем комплексе сводов-прогибов занимают антиклинальные, сводовые элементы при подчиненном развитии синклинальных единиц (прогибов), сравнительно узких и коротких. Это явление только отчасти может быть объяснено эффектом глубокого денудационного среза.

Сравнительно более полное развитие прогибов, почти соизмеримых по площади кайнозойских «ядер» со сводовыми структурами, имеет место в узкой зоне собственно байкальских впадин. Крупные широкие своды ничем не напоминают острые гребневидные антиклинали промежуточной складчатости (по В. В. Белоусову).

4. В создании и оформлении прогибов на всех этапах их геологической истории крупнейшую роль играли весьма протяженные древние разломы. Связь тех и других деформаций проявлялась весьма многообразно и может быть скорее определена как взаимосвязь (в которой роль ведущего фактора не однажды менялась), чем как односторонняя зависимость. Однако в первооснове всего мезо-кайнозойского структурно-морфологического комплекса лежат древние разломы, определившие важнейшие механические свойства фундамента. Именно поэтому с наиболее древними и жизнеспособными на протяжении многих геологических периодов разломами оказываются связанными наиболее долговечные прогибы (Южный Байкал, впадины Тункинская, Баргузинская, Гусинозерская, Тугнуйская, Боргойская и др.). Однако не все верхнемезозойские впадины неизменно связаны с разломами. Часть их представляет простые неглубокие пластические прогибы.

В кайнозое роль разломов в заложении новых и развитии ранее существовавших впадин, несомненно, возросла и, следовательно, хрупкость фундамента значительно повысилась.

## МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ПРИБАЙКАЛЬЯ

В этом кратком очерке мы коснемся некоторых геологических особенностей верхнемезозойского и верхнекайнозойского вулканизма, так или иначе связанного с развитием структур того же возраста. Проблема мезозойского вулканизма вообще настолько сложна и обширна, а главное настолько тесно связана с металлогенией Западного Забайкалья, что требует особого детального рассмотрения, выходящего за рамки настоящей работы. Этой проблеме посвящен ряд специальных работ Афанасьева, Арсеньева, Смолянского, но полной сводки данных по всему Прибайкалью еще нет.

Уже давно было показано, что рассматриваемая территория в мезозое служила ареной интенсивного эффузивного и приповерхностного вулканизма и что после перерыва, охватившего конец мезозоя и палеоген, вулканические излияния происходили вновь в широком масштабе в неогене и плейстоцене (В. А. Обручев, 1914, 1929, 1935—1938). В конце 20-х и начале 30-х годов XX столетия была выдвинута гипотеза широкого распространения в Селенгинской Даурии молодых гранитов, прорывающих и метаморфизующих угленосную юру (Тетяев, 1928б, 1930б, 1930в; Белоусов и др., 1932).

Исследования последующих лет доказали отсутствие в ближнем Забайкалье крупных тел постюрских гранитов; вместе с тем во многих пунктах на этой же площади были обнаружены небольшие тела кислых, субщелочных и щелочных изверженных пород («малые интрузии»), местами вступающих в активные контакты с различными частями вулканогенной и угленосной толщ до слоев с нижнемеловой фауной включительно. Истина оказалась, таким образом, между двумя крайностями: полным отрицанием существования в Западном Забайкалье постюрских гранитоидов и, наоборот, признанием их широкого развития в виде крупных тел.

Обилие и разнообразие в бассейне р. Селенги эффузивных толщ, местами отчетливо связанных с мезозойскими впадинами, а также находки флоры и местами фауны в заключенных среди них осадочных породах позволяют с полной уверенностью считать, что уже в перми и триасе в южной части Прибайкалья господствовали горно-вулканические ландшафты и создавались области накопления громадных масс вулканического материала. Об интенсивности этого процесса свидетельствуют значительные мощности вулканогенной нижнемезозойской толщи (1500—2000 м) в Бичурской и Тамирской гривах (западное окончание хр. Малханского). Преимущественно кислый состав эффузив этого этапа быть может указывает на их глубокую связь с еще незавершившимися геосинклиналь-

ными движениями, имевшими место в южном Забайкалье в перми и триасе.

По структурным особенностям раннемезозойские эффузивные толщи стоят несколько особняком от прочих; шарниры их складок имеют местами северо-западное простирание, крылья обнаруживают значительные наклоны. Остается, к сожалению, неизвестным, чем обусловлены такие структурные особенности, но если их сопоставить с особенностями строения других слоистых толщ, как более древних, так и более молодых, то мы не найдем существенной разницы между ними, ибо дислокации северо-западного простирания известны в разных местах Забайкалья в весьма разновозрастных толщах.

Что касается сложного комплекса порфиритов и порфиров с сопровождающими их туфами и осадочными породами, то в его распространении и залегании обнаруживается прямая связь с верхнемезозойскими впадинами.

В верхах вулканогенной серии появляются, как мы видели, слои с юрскими пелелиподами, наклоненные в глубь депрессий. Порфириты и андезиты присутствуют и в самой угленосной толще, залегающей между угленосными горизонтами. Кислые и щелочные эффузивы проявляются на разных стратиграфических уровнях гусиноозерской серии; все же по мере движения вверх по разрезу эти эффузивы и их производные (туфы, туффиты) становятся преобладающими над основными эффузивами (базальтами, мелафирами, порфиритами), хотя по сравнению с осадочными породами роль вулканогенных пород к верхам серии в общем уменьшается. Сказанным объясняется применяемое на многих геологических картах Западного Забайкалья разделение мезотипных эффузивов, в главной своей массе более древних, чем угленосные толщи, на «мелафировый» и «ортофировый» комплексы. На самом деле трудно представить, чтобы разновозрастные мезозойские эффузии, составляющие единый структурный комплекс, столь последовательно различались по своему химизму.

Действительно, в цаган-хунтейской свите А. А. Арсеньева и П. М. Клевенского имеет место не только последовательность — от преобладания основных разностей внизу до преобладания кислых вверху разреза, но и переслаивание основных, щелочных и кислых эффузивов (Арсеньев и Нечаева, 1951). Схема изменений состава вулканического материала во времени, намеченная этими исследователями, может, на наш взгляд, отражать только общее направление в эволюции магматических очагов, причем отдельные сходные этапы излияний (а тем более отдельные извержения) на значительной территории не могли быть синхронными.

Среди мезозойских эффузий в западной части бассейна Селенги несколько преобладают основные разности (порфириты, «мелафиры», базальты); восточнее, в хребтах Цаган-Хунтее, Цаган-Дабане и восточной части Малханского хребта преобладают щелочные и кислые эффузивы (в особенности их разнообразные туфы), а порфириты теряют ведущее значение; в восточной части Малханского хребта в той же толще, по данным Лучицкого и Нагибиной, над эффузивными и туфогенными породами господствуют различные песчаники. Объяснение подобной закономерности можно видеть в общем погружении постели Цаган-Хунтейского складчатого комплекса с запада на восток, где обнаруживаются все более верхние части разреза, достаточно выдержанного на большом расстоянии. Можно отнести то же явление и на счет денудационного среза, более

глубокого на западе, а также на счет различия в составе (или в ходе эволюции) магмы в удаленных друг от друга очагах.

Огромное количество кварцевых и бескварцевых порфиров в составе юрской толщи Иркутского бассейна и Вилюйской впадины не может быть объяснено их лучшей транспортабельностью по сравнению с порфиритами и андезитами; обломки порфиров, несомненно, доставлялись в Иркутский бассейн из ближнего Забайкалья. Поэтому самым естественным кажется объяснение неравномерного распространения более основных и кислых мезозойских эффузий различиями в современном денудационном срезе. Действительно, геологическая история Прибайкалья показывает, что денудационный срез был и остается особенно глубоким в современной высокогорной части Прибайкалья. Эти соображения побуждают нас присоединиться к гипотезе о весьма значительном первоначальном распространении мезозойских эффузивных толщ в Западном Забайкалье и об относительной выдержанности их общего состава при постоянном увеличении роли кислых и щелочных лав как вверх по разрезу, так и с запада на восток. Особенности мезозойского эффузивного вулканизма свидетельствуют о высокой тектонической активности Западного Забайкалья в рассматриваемое время и о том, что черты «подвижного пояса» удерживались в нем включительно до нижнего мела. На это указывают значительные мощности вулканогенных толщ, пестрота их химизма и структурно-минералогических особенностей, грубообломочный характер прослоев осадочных пород, сопровождение щелочных лав кислыми и даже основными. Судя по этим особенностям, Прибайкалье в мезозое еще не успело достигнуть настоящей платформенной зрелости.

Движения отдельных частей домезозойского фундамента в триасе и юре достигло в ближнем Забайкалье величины, достаточной для образования малых гранитных интрузий (лейкократовые граниты, аляскитовые микрограниты в разных районах и у разных авторов). Последние, как сообщает Налетов, отчетливо прорывают вулканогенную толщу триаса — нижней юры (наблюдения в Бичурской гриве и в районе с. М. Куналей), а также и низы порфировитового комплекса (гора Большой Кумын на р. Чикой). В составе малых гранитных интрузий,<sup>1</sup> помимо собственно гранитов, выделяют гранит-порфиры, арфведсонитовые и эгириновые граносиениты и сиениты, грорудиты, сельсбергиты и т. д. Редкометаллическое оруденение пространственно и, по-видимому, генетически тяготеет к более кислым гранитным разновидностям. В качестве главных особенностей малых интрузий Налетовым и Смолянским подчеркиваются их кислый, местами ультракислый состав, небольшие размеры тел (лакколиты, мелкие штоки, дайки), бедность мафическими минералами, господство порфировидных структур, развитие кварцевых инъекций и грейзенов. Линейность выходов и связь с зонами дробления, а местами со стыком разновозрастных комплексов указывают на их трещинный характер.

Как отмечалось выше, мезозойские граниты проникли в нижние части гусиноозерской серии и вызвали в порфиритах разнообразные контактовые изменения (ороговикование, эпидотизацию, окварцевание, хлоритизацию). А. А. Арсенев указывает, что аляскитовые микрограниты прорывают также эффузивы и туфы цаган-хунтейской свиты, но сами испытывают контактовое влияние со стороны щелочных интрузий.

<sup>1</sup> Как известно, с этими интрузиями в Джидинском и соседних районах генетически связываются месторождения вольфрама, молибдена, полиметаллов и золота.

ческих пород, и верхней туфогенно-осадочной свитой, состоящей из перемежаемости песков, песчаников, галечников, туфогенных песчаников, туфов, туффитов и покровов базальтов. Мощности свит характеризуются соответственно цифрами 500 и 350 м в центральной части впадины, 250 и 100—150 м — на периферии. Изучая их разрез, нельзя не заметить, что в начале эпохи накопления имело место временное затишье вулканической деятельности. Лишь в конце эпохи (по-видимому, самый конец плиоцена или начало постплиоцена) извержения возобновились вначале в виде мощных эксплозий, а затем в виде спокойных излияний жидкой лавы, продолжавшихся с перерывами до конца плейстоцена.

Эксплозивная вулканическая деятельность, протекавшая особенно интенсивно в Тункинской группе впадин, проявилась в виде слабых отголосков также и в Южно-Байкальской впадине. В самом деле, сравнивая разрезы верхов тункинского и южнобайкальского неогена, мы видим, что нижние половины «фации» речных конгломератов и «аносовской фации» плиоцена южного берега Байкала<sup>1</sup> по сумме литологических признаков и положению в разрезе можно довольно уверенно сопоставить со свитой конгломератов, песков и глин Тункинской впадины (нижней «охристой» свитой верхней толщи). Верхнюю же часть байкальского плиоцена, в составе отложений которой участвует вулканическое базальтовое стекло (до 11%, по данным Л. Т. Климовой), естественно сопоставить с верхней туфогенно-осадочной свитой Тункинской впадины.<sup>2</sup>

Если проследить изменения, происходящие в разрезах плиоценовой толщи в поперечниках впадин, то легко заметить, что слагающие эти толщи породы располагаются в непрерывный ряд механической дифференциации — от фангломератов, конгломератов, галечников и рыхлых брекчий вблизи подножий хребтов, обрезанных крупными сбросами, до мелкозернистых песков, алевролитов и глин, иногда с тонкими выклинивающимися прослоями лигнитов и угольной сажи, — в центральных частях впадин.

Вещественный состав и внутреннее строение верхней толщи неогеновых отложений свидетельствуют о том, что в их образовании основное участие принимали предгорные, горно-аллювиальные и пролювиальные отложения, размещавшиеся в соответствии с геоморфологической обстановкой, очень близкой к современной. Что касается осадков озерно-болотного генезиса и осадков наружных частей конусов выноса — косослоистых песков, суглинков, глин с примесью мелкого растительного материала, играющих заметную роль в составе той же толщи на центральных участках впадин, то они, несомненно, подчинены предыдущим типам отложений и представляют их фациальные видоизменения. Иными словами, верхний этаж неогеновых отложений впадин байкальского типа представлен типичными внутривпадинными континентальными молассаами, обязанными своим формированием резкой тектонической дифференциации рельефа в зоне прогибов байкальской системы.

## 2. Неоген Витимского плоскогорья

В западной части Витимского плоскогорья отложения неогена подразделяются С. Г. Мирчинк, А. И. Григорьевой и С. Д. Шером на две различных группы. Первая из них распространена в долинах рр. Витима,

<sup>1</sup> Эти подразделения даются по Г. Б. Пальшину (1955).

<sup>2</sup> Туфогенные породы этой свиты подробно описаны в статьях Н. А. Логачева. Базальтам тункинской группы впадин посвящена диссертация Н. В. Лоскутовой.

Последние вместе с гранитпорфирами действительно, по-видимому, прорываются на значительно более высокие уровни нормального разреза, образуя, как указывают Флоренсов, Прокофьев и Трофимов, активные контакты с нижними горизонтами верхнеюрских угленосных толщ, залегающих во впадинах. В этих горизонтах, представленных песчаниками и конгломератами, на контактах с гранит-порфирами и сиенит-порфирами наблюдается обилие мелких секущих жилок халцедона и флюорита и местами интенсивное общее окварцевание. В случае аркозового состава юрских осадочных пород при этом возникают оригинальные гранитовидные породы, с трудом отличимые от широко распространенных в бассейне р. Селенги гранитов. Вполне отчетливые активные контакты сиенит-порфиров с юрскими осадочными толщами, испытавшими при этом окварцевание, можно наблюдать на горе Барун-Ула в обрамлении Боргойской впадины, близ р. Охур в Гусиноозерской впадине, на горе Тапхар близ с. Иволга в Удинской впадине и других местах. Все названные пункты специально были посещены автором в 1954 г.<sup>1</sup>

Оставалось неясным, прорываются ли теми же интрузиями и лежащие стратиграфически выше собственно нижнемеловые угленосные толщ. Мнения исследователей в этом вопросе сильно расходились, убедительные соотношения в обнажениях не были обнаружены. Судя по старым наблюдениям, активные контакты типичных кирпично-красных гранит- и сиенит-порфиров имеют место на самых краях впадин; ясно выраженные штоки, явления «гранитизации» во внутреннем контуре последних не отмечались. Таким образом, представлялись возможными два варианта: 1) щелочные и частью кислые малые интрузии достигают во времени только низов угленосной толщи; 2) эти интрузии моложе угленосной толщи в целом, но в силу структурных условий они проявляются только на периферии впадин, близ краевых разломов. В настоящее время можно с уверенностью считать, что в бассейне р. Селенги некоторые представители мезозойской интрузии во времени поднимаются во всяком случае до нижнего мела.

Устраняющим всякие сомнения в этом вопросе является обнажение на юго-восточном побережье оз. Гусино в верховьях оврагов Ара-Ганга и Хултук-Джалга, где голубовато-серые резко порфиroidные бостониты прорывают и метаморфизуют угленосные отложения нижнего мела. Это обнажение описали П. И. Прокофьев и И. И. Трофимов. Автор в 1953 г.

<sup>1</sup> Во всех этих пунктах с юрскими песчаниками и конгломератами контактируют красные или серые, плотные, иногда с мелкими порами, порфиroidные сиенит-порфиры. Последние имеют порфиroidную структуру и полнокристаллическую основную массу, состоящую из микроклин-пертита, кислого плагиоклаза, малого количества кварца, биотита, эгирин-авгита, бурой роговой обманки, апатита, сфена, рудного минерала, хлорита и лимонита. Во вкрапленниках — микроклинпертит и биотит. По краям Гусиноозерской впадины Флоренсовым и Трофимовым описаны дайки и пластовые тела лампрофиров, секущих конгломераты угленосной толщи. Эти породы мелкозернисты, массивны, имеют темную (серую, зеленоватую) окраску, порфиroidны. Иногда в них (как и в сиенит-порфирах) наблюдаются гипоры, частью выполненные кальцитом и цеолитами. Структура лампрофиров гипидиоморфнозернистая или панидиоморфнозернистая. Во вкрапленниках — биотит, бурая роговая обманка, редко ортоклаз. В основной массе — плагиоклаз переменного состава (от олигоклаза до андезина), изредка ортоклаз, немного кварца, бурая роговая обманка, биотит, эгирин-авгит, апатит, рудный минерал. В некоторых образцах имеются вторичный хлорит, карбонаты, цеолиты. И. И. Трофимовым в 1942 г. в этих же породах отмечено стекло. Среди лампрофиров могут быть выделены керсантиты, спессартиты и т. д. Состав крутопадающей в сторону оз. Гусино дайки в долине р. Муртой оказался близким к миаскиту.

посетил указанные овраги и убедился в правильности наблюдений П. И. Прокофьева и И. И. Трофимова.

В самых верховьях оврага Ара-Ганга угленосные отложения, лежащие стратиграфически выше рыбных битуминозных сланцев с типичной тургинской фауной, прорываются небольшим телом бостонита, обрубленным с северо-востока вместе с вмещающими осадочными породами молодым поперечным сбросом. Контакты магматического тела непосредственно не обнажены, но меловые песчаники вблизи него резко осветлены и окварцованы. Под микроскопом видно, что они состоят из тонкозернистого вторичного кварца, включающего более крупные зерна обломочного кварца и реликтовые зерна разъеденных полевых шпатов. Последние замещены кремнистой массой в смеси с пелитовым материалом и серицитом и ясно выделяются на фоне прозрачного кремнистого цемента. Первичная обломочная структура выступает вполне отчетливо. Грубые растительные остатки (стебли, ветки, древесина) также полностью замещены кварцем. Щелочной гранит-порфир, образующий мелкие выходы у контакта с окварцованными песчаниками, имеет резко порфировую структуру с микрогранитной основной массой и состоит из микроклипертита, альбита, кварца с небольшой примесью биотита, бурой роговой обманки, апатита, рудного минерала, серицита.

Признаки метаморфизма юрских песчаников описывались П. М. Клевенским и П. И. Прокофьевым в Боргойской впадине в виде инкрустационных структур цемента песчаников, новообразований в их цементе цеолитов и биотита, замещения зерен полевых шпатов тонкозернистым кварцевым агрегатом, наличия жилок флюорита и т. д. Те же явления наблюдались автором в 1953—1954 гг. как в Боргойской степи (гора Барун-Ула), так и в Хилокской впадине, в окрестностях сел. Новосретенск. По последним данным С. М. Замараева (устное сообщение), буровая скважина в Боргойской впадине вскрыла в толще юрско-меловых отложений две дайки сиенит-порфира. Отчетливые следы гидротермального метаморфизма были уже давно отмечены Н. С. Шатским в юрских отложениях на южной окраине дельты р. Селенги. Эти наблюдения подтверждены и детальными работами самого последнего времени. В более северных районах кварц-флюоритовые жилки в меловых (?) песчаниках отмечались Б. А. Ивановым для Еравнинских озер. Все эти наблюдения очень хорошо сопоставляются с данными по Балейскому золоторудному месторождению (Восточное Забайкалье, бассейн р. Унды), гидротермальное оруденение которого связано с нижнемеловой толщей.

Таким образом, многочисленные факты указывают на то, что даже самые верхние из известных в Западном Забайкалье мезозойских отложений испытывают прямое влияние со стороны даек и, вероятно, мелких штоков сиенит-порфиров, бостонитов и т. д. Этот важнейший факт значительно расширяет возрастные рамки возможного золотого и редкометалльного оруденения в Западном Забайкалье, делает сравнимым это оруденение по возрасту с восточнозабайкальским, ставит по-иному вопросы метаморфизма углей и нефти, связанных с нижнемеловыми отложениями. При этом оказывается, что приуроченность малых молодых интрузий к нижним горизонтам угленосной толщи, обнажающимся, как правило, по краям впадин, не является обязательной. Там, где в силу структурных особенностей некоторых впадин наиболее молодые мезозойские отложения сдвинуты к горному обрамлению, они (отложения) также прорываются дайками щелочных пород (оз. Гусиное, рис. 54). Из этого следует, что малые верхнемезозойские интрузии связаны не с нижними

частями угленосной толщи, и, следовательно, не могут считаться более древними относительно верхов той же толщи, а приурочены к отдельным структурным линиям, обусловленным краевыми разломами.

Вопрос о наличии малых мезозойских интрузий в более северных районах Прибайкалья — Восточном Саяне, Витимском плоскогорье и т. д. — еще окончательно не решен. С точки зрения связи этих интрузий с мезозойскими структурами, установленной для южных районов Восточной Сибири, и при развитии подобных же структур в названных районах налицо предпосылки для положительного решения этого вопроса.



Рис. 54. Дайка микросиенита, прорывающего верхнемезозойские конгломераты. Западное побережье оз. Гусино. Фот. автора.

Кайнозойский вулканизм в том виде, в котором возможно его проследить, охватывает значительно меньший промежуток времени — неоген—плейстоцен. Никаких сведений о проявлениях магматической деятельности в палеогене не имеется, и если как будто наблюдаемая в Прибайкалье эмпирическая закономерность о проявлении эффузий на фоне накопления обломочных толщ действительно существует, то и в верхнем мелу, и в палеогене на рассматриваемой площади имело место полное вулканическое затишье.

В вопросах распределения неовулканических образований и их связи с развитием рельефа и молодыми движениями на юге Восточной Сибири и соседних областях в настоящее время принимаются следующие основные положения.

1. Кайнозойский вулканизм охватил большие пространства в Прибайкалье, Северной и Восточной Монголии и Северном Китае, вступивших в это время в платформенную стадию развития. На всей этой огромной территории проявления кайнозойского вулканизма обладают сходными петрологическими и геологическими чертами. Отмечается повышенная щелочность лав, варьирующих от места к месту в пределах лимбургиты —

базаниты — нормальные оливиновые базальты и местами андезитобазальты. Роль кислых лав ничтожна.

2. Вулканические проявления связаны с разломами, проявившимися в виде сбросов, по которым магма поднималась на поверхность. Третичные лавы изливались главным образом по трещинам; в четвертичном периоде значительную роль играли аппараты центрального типа. В. Н. Лодочников допускал наличие в Прибайкалье щитовых вулканов (Лодочников, 1941).

3. Излияния были связаны с отрицательными формами неогенового, а затем четвертичного рельефа. Эта связь проявлялась как геоморфогенетически (стекание подвижных основных лав на низкие уровни), так и генетически (подводящие каналы расположены внутри и по краям впадин).

4. По объему излияний и площади их распространения третичный вулканизм был гораздо грандиознее четвертичного. Таким образом, налицо замирание вулканической деятельности — от гигантских трещинных излияний на третичном пенеппене, а затем по краям хребтов-горстов, через ряды вулканов, частью, вероятно, щитового типа, к одиночным шлаковым конусам, сформированным в плейстоцене и голоцене, а в Маньчжурии — даже в историческое время.

Исследования двух последних десятилетий позволили уточнить и дополнить эти основные положения для Прибайкалья. Здесь мы отметим то новое, что внесено в схему новейшего вулканизма Прибайкалья, намеченную еще трудами П. А. Кропоткина, И. Д. Черского, А. Л. Чекановского, В. А. Обручева, П. И. Преображенского, А. П. Герасимова и других исследователей.

Прежде всего уточнен возраст излияний. Если для северной Монголии и Тувы принимается олигоценый возраст начала излияний, то в Прибайкалье благодаря исследованиям С. В. Обручева стало возможным относить эти излияния к миоцену (С. В. Обручев, 1946б, 1950). Последние извержения, давшие потоки в долинах современного рельефа, имеют, несомненно, четвертичный возраст. Базальтовый поток в долине р. Джон-Болок в Восточном Саяне отнесен С. В. Обручевым к последниковому времени на том основании, что он огибает морены последнего оледенения. Исследования последних лет в Тункинской впадине, явившейся одним из главных районов кайнозойского вулканизма, полностью подтвердили данные С. В. Обручева, относящиеся к бассейну р. Оки. Вместе с тем они показали, что излияния базальтовых лав и накопление базальтовых туфов продолжались и в плиоцене, захватив также плейстоцен и ранний голоцен.

Возраст наиболее юных вулканических построек в Тункинской впадине (остатки шлаковых конусов и один сравнительно хорошо сохранившийся вулкан<sup>1</sup> близ курорта Аршан) определяется по орудиям позднего палеолита, найденным на их склонах и определенным А. П. Окладниковым (Флоренсов и Лоскутова, 1953) как поздний плейстоцен. По-видимому, позднплейстоценовый или раннеголоценовый возраст имеют и прочие шлаковые конусы, общим числом свыше 20, известные в настоящее время в бассейне р. Оки, на Витимском плоскогорье и в левой части бассейна р. Джиды (Флоренсов и Калинина, 1955). Все они находятся в аналогичной геоморфологической обстановке (на дне долин или впадин), имеют почти одинаковую величину, состав и степень сохран-

<sup>1</sup> Этот вулкан носит бурятское название Хара-Болдок (черная сопка). Автор предложил присвоить ему имя И. Д. Черского.

ности (рис. 55). Что касается мощных долинных потоков (рр. Джиды, Ока), то, по мнению автора, они образовались раньше шлаковых конусов. На это указывает, во-первых, некоторая пространственная разобщенность тех и других, наблюдавшаяся С. В. Обручевым в бассейне р. Оки (Обручев и Лурье, 1954), главным же образом тот факт, что в лавы долинных потоков в настоящее время врезаны террасы до 20 м высотой. Таким образом, мощные долинные потоки вряд ли имеют послеледниковый возраст; более вероятно, что они образовались в позднем плейстоцене.



Рис. 55. Вулкан Кропоткина в долине р. Хикушки (левая часть бассейна р. Оки). Рисунок В. А. Флоренсова по фот. И. А. Кобеляцкого.

Другой вопрос — механизм извержений — в последнее время также получил несколько новое освещение. Он особенно интересен потому, что излияния базальтов в Прибайкалье (а также в Туве, Северной Монголии и других районах Центральной Азии) по своему местоположению были совершенно своеобразными — внутриконтинентальными, весьма удаленными от альпийских геосинклиналей. Несмотря на различие в масштабах неогеновых и четвертичных излияний, механизм их был, по-видимому, весьма сходным.<sup>1</sup> Базальты изливались на дне долин, не образуя при этом мощных аппаратов центрального типа, а как бы просачиваясь снизу через невидимые трещины.

Очень хорошо это явление наблюдается в долине р. Джон-Болок, левого притока р. Оки (С. В. Обручев, Д. В. Титов и О. П. Алексеева), для четвертичных потоков. Еще ярче оно выражено у северных подножий гольцовой цепи Мунку-Сардык на сочленении последней с южным краем

<sup>1</sup> Разделение базальтов Восточного Саяна и Хамар-Дабана на «вершинные» и «долинные», принятое некоторыми авторами, имеет на самом деле лишь узко геоморфологический смысл.

Окинского (Центрального) плоскогорья. Это сочленение происходит очень резко и представляет мощную, несколько криволинейную морфологическую ступень. Несмотря на стертость процессами горного оледенения и эрозии первоначальных границ лавового плато, примыкающего к цепи Мунку-Сардык, в ряде мест видно, как базальтовые потоки внезапно появляются внутри дугообразных в плане углублений в нижних частях склонов гольцов, вследствие чего линия контакта третичных (в данном месте, возможно, плиоценовых) базальтов получается довольно извилистой. При этом на выпуклых в сторону плоскогорья горных отрогах-мысах нет видимых разломов, с которыми можно было бы непосредственно свя-



Рис. 56. Вулкан Домбровского на Витимском плоскогорье. Вид с юга. Рисунок по фот. К. П. Калининой.

зывать выходы базальтовой магмы. Особенно хорошо описанное явление выражено на аэроснимках. Оно указывает, во-первых, на то, что наблюдаемая близ цепи Мунку-Сардык южная граница базальтов Окинского плато близка к первичной генетической границе и, во-вторых, — что цепь Мунку-Сардык представляет усиленное четвертичными поднятиями выражение своего прообраза — возвышенности неогенового рельефа, занимавшей приблизительно то же место. С другой стороны, представляется весьма вероятным, что массовые излияния в ряде смежных долин в неогеновое время и четвертичные излияния в немногих отдельных долинах происходили сходным путем — в наинизших точках земной поверхности, расположенных над зонами растяжения и растрескивания.

Эта мысль высказывалась ранее С. В. Обручевым, полагавшим, что четвертичные базальтовые потоки изливались в местах пересечения шпротных трещин с глубокими долинами (С. В. Обручев, 1950; Обручев и Лурье, 1954). Нам кажется возможным распространить указанную связь излияний, рельефа и тектоники и на третичные излияния, как об этом можно судить по наблюдениям в южной части Окинского плоскогорья. И. В. Беловым в самое последнее время сделаны аналогичные наблюдения над джидинскими вулканами (устное сообщение). В головных частях мощных долинных потоков И. В. Белов обнаружил плоские блюдцеобраз-

ные понижения округлой формы, по окружности которых располагаются низкие прерывистые дугообразные валы, сложенные базальтовыми шлаками. К краям этих застывших лавовых озер, возникших на дне широких долин, приурочены позднейшие образования — шлаковые конусы.

К сожалению, все еще мало данных о вулканах Витимского плоскогорья. Все же, судя по данным К. П. Калининой (Флоренсов и Калинина, 1955), шлаковые вулканы (рис. 56) в пределах этого плоскогорья связаны не с его верхней поверхностью, а находятся в долинах, врезанных в толщу более древних лав, или в узких грабенообразных рвах длиной до 10 км. К. П. Калининой был обнаружен на Витимском плоскогорье и другой интереснейший факт: один из несомненно очень молодых конусов оказался рассеченным на две части сбросом северо-западного простирания. При этом одна половина конуса (видимо, на опущенном крыле) прекрасно сохранилась, другая сильно разрушена (рис. 57).

Наблюдениями последнего времени, кроме того, установлена значительная роль пирокластов в составе вулканических продуктов как третичного, так и четвертичного возраста.

Базальтовые туфы и туфогенные песчаники, включающие обильные лапилли и вулканические бомбы, отмечены в виде многочисленных и часто довольно мощных прослоев в составе

толщи плиоценовых песков и галечников в Тункинской впадине. Они приурочены к максимальному прогибу фундамента впадины и обращенное к нему восточному склону Еловского отрога. Эти пирокластические отложения и связанные с ними туффиты подробно описаны Н. А. Логачевым, относящим их к самостоятельной, преимущественно эксплозивной стадии извержений, занимающей во времени промежуточное положение между заведомо третичными и бесспорно четвертичными базальтами. Далее, пирокластические образования третичного возраста наблюдались С. В. Обручевым на Окинском плоскогорье в бассейне р. Тиссы, автором — в бассейне р. Дибь, А. Е. Святловским — в более северной части Восточного Саяна в бассейне р. Уды. Возможно, что тот же возраст (плиоцен) имеют базальтовые туфы р. Хулугайши в Мондинской впадине, описанные В. Н. Лодочниковым (1938). Туфами сложена, по нашим наблюдениям, также верхняя часть вулкана Малый Кумын в бассейне р. Чикоя (Чикой-Хилокская впадина). Множество бомб и лапилли разбросано на склонах и в окрестностях шлаковых конусов в бассейне Джиды и в Тункинской впадине, а вблизи Окинских вулканов С. В. Обручев наблюдал



Рис. 57. Вулканы на Витимском плоскогорье. Северный конус разорван сбросом и размыт на его приподнятом восточном крыле; при этом в виде скалы обнажился нект. Рисунок Н. А. Флоренсова по аэроснимку.

покров четвертичного базальтового туфа, занимающего значительную площадь (Обручев и Лурье, 1954).

Таким образом, новые данные вместе с аналогичными фактами, установленными ранее, с несомненностью указывают на сходство третичного и четвертичного вулканизма и в этом отношении. По-видимому, роль пирокластических выбросов возрастала каждый раз к концу извержений; в начале каждой новой фазы преобладали спокойные излияния. Все это хорошо согласуется с существующими общими представлениями об изменении характера извержений во времени.

Пока ни в одном случае для Прибайкалья не доказана прямая связь излияний с краевыми разломами во впадинах байкальского типа. Более



Рис. 58. Покров базальтов в верховьях р. Саган-Сар. Восточный Саян.  
Фот. И. В. Белова.

того, для хорошо изученной Тункинской впадины, явившейся наряду со впадиной Косокола средоточием кайнозойского вулканизма (и исключением в этом отношении среди прочих впадин того же типа), приходится отрицать наличие подобной связи. Древние покровы изогнуты и разорваны краевым тункинским сбросом и базальты местами входят в состав тектонической брекчии, выступающей по линии этого разлома.

Четвертичные потоки и их центры — установленные и возможные — располагаются на дне впадины, в стороне от краевого разлома, над областью максимального прогиба фундамента. В пределах последнего, как отмечалось выше, по всему разрезу кайнозойских отложений, пройденных опорной скважиной, отмечено около 70 самостоятельных базальтовых потоков. В ту же область максимального прогиба направлено значительное число как продольных (например, Хобокский послетретичный сброс), так и поперечных, грубо радиально расположенных второстепенных разломов, а на глубине 1900 м в керне базальта отмечены мелкие крутопадающие ( $10-15^\circ$  к оси столбика) разрывы с зеркалами скольжения.

Иными словами, в Тункинской впадине, яркой представительнице впадин байкальского типа, мы наблюдаем ту же особенность: центры излияний и максимумы средоточия базальтовых потоков приурочены к наиболее низко расположенным пунктам, лежащим над областью максимального растяжения (изгиба) и сопутствующего ему объемного (но не линейного) раздробления фундамента. По-видимому, это явление может быть возведено для Прибайкалья в ранг региональной закономерности и представлять известный общий интерес. Безусловно, что растяжение субстрата облегчает проникновение (и транзит) магмы; вместе с тем



Рис. 59. Лакколит кайнозойских тешенитов в Боргойской впадине.  
Фот. И. В. Белова.

возможно, что крупные вертикальные смещения, компенсируя растяжения, затрудняют ее передвижение.

Последний вопрос, которого мы коснемся в настоящей главе — особенности размещения центров и площадей неовулканических излияний в Прибайкалье. Хорошо известно, что последние представляют окраинную часть обширной зоны кайнозойского вулканизма, севернее которой в пределах Сибирской платформы излияния этого возраста неизвестны. В Прибайкалье базальтовый вулканизм развился главным образом внутри пояса, непосредственно не связанного со впадинами байкальского типа. Известно далее, что излияния базальтов имели место только в Тункинско-Косогольской ветви кайнозойских прогибов и на южной окраине Каларской впадины, никаким образом не проявляясь в глубочайших впадинах Байкала и в его ближайших восточных ветвях (см. карту-схему, рис. 43). Отмечается, наконец, почти полное отсутствие проявлений молодого вулканизма во внутренней вогнутой полосе Саяно-Байкальской горной области, примыкающей к палеозойскому полю Иркутского амфиатра. Все эти явления пока не находили удовлетворительного объяснения.

Обращает на себя внимание средоточие кайнозойских вулканических проявлений к югу от демаркационной линии фронтальных разломов, охватывающих выступ платформы, на выпуклой стороне и на оси дугообразной системы горных поднятий. В последнем случае базальты слагают высоко приподнятые вулканические плато (рис. 58).

Обилие и разнообразие проявлений молодого вулканизма в западной ветви кайнозойских впадин связано не с наличием последних (ибо в других впадинах рассматриваемой области их нет), а скорее всего с наличием комбинированных растягивающих усилий, возникших, как теперь известно, в обстановке особенно рано начавшихся поднятий — в начале неогена, а в Туве и Монголии, возможно, и в олигоцене. Сложное и интенсивное раздробление фундамента, приведшее к стыку разломов разного направления, в Тункинско-Косогольской ветви сочеталось с максимальными в Восточной Сибири градиентами поднятий. Все эти условия отсутствовали в Байкале и в других восточных впадинах, кроме Каларской, где узко локализованные андезито-базальтовые покровы лежат в Каларском хребте на громадной высоте над дном впадины и тем не менее сохранились от размыва, в то время как на более низком хр. Удокан и соседних хребтах такие покровы отсутствуют. Очевидно, последний факт нельзя объяснить особенно быстрым уничтожением базальтов денудацией. Возможно, что для их образования просто не хватило интенсивности поднятия в той специфической его форме, которая именуется вулканизмом вообще.

Отсутствие базальтов в высокогорьях бассейнов рр. Муи и Баргузина может быть объяснено, с нашей точки зрения, тем, что они лежат на вогнутой стороне системы горных дуг, где на фоне общих растягивающих усилий и их вертикальной составляющей, выраженной в горных поднятиях, могло проявиться и горизонтальное сжатие. Возможно также, что все Северо-Байкальское нагорье в целом, включающее столь высокие хребты, как Байкальский и Баргузинский, в своей глубочайшей исторической основе стоит особенно близко к древней Сибирской платформе; для этого имеются некоторые объективные данные, изложенные в очерке тектоники докембрийского фундамента. Известно также, что во всем своем внутреннем поле Сибирская платформа в кайнозой не проявляла вулканической активности.

Из приведенных соображений следует также, что во внутренней вогнутой части неоген-четвертичных поднятий, лежащей к северу от больших краевых разломов, излияния базальтов в значительном масштабе происходить не могли: влияние общего фактора (поднятия) здесь было невелико, а влияние частного (горизонтального растяжения, возможного лишь на выпуклом горизонтальном изгибе сводовых поднятий) отсутствовало. Более вероятным здесь представляется господство горизонтального сжатия.

Предлагаемое объяснение неравномерного распределения кайнозойских излияний в Прибайкалье является, конечно, лишь одним из возможных; оно исходит из внешних, пространственных особенностей и, по-видимому, не учитывает многих других условий, которые, к сожалению, остаются пока неизвестными.

С каких же позиций следует рассматривать условия возникновения Витимского вулканического плато, лежащего вне пределов высокогорного пояса? Как отмечалось выше, по отношению к соседним с юга и севера сводовым поднятиям это плато играет роль своеобразной срединной массы, а в геоморфологическом отношении представляет своего рода об-

Витимкана, Чины и Ципикана и представлена древним аллювием. Вторая приурочена к Верхне-Чининской и другим депрессиям, возникновение которых относится к верхнему мезозою. В этих депрессиях третичные отложения представлены озерно-болотными мелкозернистыми и тонко-слоистыми осадками — песчаными, иловатыми и глинистыми, содержащими обильные углистые включения, стяжения пирита и вивианита. По литологическому составу, а также по составу спорово-пыльцевых комплексов эти отложения близко напоминают миоценовые угленосные отложения байкальских впадин. Упомянутые авторы отнесли озерно-болотные осадки изученного ими района к плиоцену, считая, что они, возможно, синхронны третичному аллювию древних долин. Нам кажется, что озерный и речной комплексы третичных отложений западной окраины Витимского плоскогорья могут быть и разновозрастными, а в таком случае первый из них должен быть сопоставлен с нижней, угленосной толщей байкальского неогена, отвечающей первому этапу развития кайнозойских прогибов.

С изложенной точкой зрения согласуются также новые данные о составе и возрасте третичных отложений, развитых в юго-восточном крыле Иркутского юрского бассейна. Здесь в нескольких пунктах (Ользоны, Бозой, Баяндай) бурением вскрыта существенно глинистая толща, мощностью до 250 м с прослоями лигнитов. По личному сообщению Л. Н. Гутовой, спорово-пыльцевые комплексы, извлеченные из этих отложений, несомненно относятся к миоцену.

Если наши предположения верны, то для раннеэоценового этапа геологического развития Прибайкалья необходимо признать известное единообразие палеогеографических условий, обусловивших накопление преимущественно мелкозернистых, глинистых, в той или иной мере угленосных отложений в относительно спокойной тектонической обстановке. Точно так же как будто удается уловить сходство палеогеографических условий различных районов Прибайкалья в последующую эпоху, отвечающую по времени верхнему плиоцену. Общая характеристика верхней толщи, состоящей в Тункинской зоне из двух свит — охристой крупнообломочной и туфогенно-осадочной, дана выше. Она свидетельствует о сложившейся в конце третичного периода существенно иной обстановке накопления, в частности — о резком усилении роли водноэрозионных и водноаккумулятивных процессов.

Обращаясь снова к западной части Витимского плоскогорья, мы можем благодаря детальным исследованиям золотоносных россыпей, выполненным С. Г. Мирчинк, А. И. Григорьевой и С. Д. Шером, наметить следующие геологические параллели.

В бассейне верховьев Витима выявлен третичный аллювий, приуроченный к современным и древним, расположенным поблизости от современных, речным долинам. Этот аллювий, отнесенный теми же исследователями к плиоцену, залегает на коре глубокого выветривания и сам насыщенный ее минералами и выветрелыми обломками. Галечниковый состав аллювия, по справедливому мнению С. Г. Мирчинк, А. И. Григорьевой и С. Д. Шера, свидетельствует о высокой расчлененности коррелятного ему третичного рельефа. Плиоценовый аллювий или покрывает цоколь высоких (до 90 м) террас, или выполняет погребенные русла с тальвегом, расположенным выше или ниже уровня современных рек. Будучи продуктом первой, наиболее древней стадии развития речной сети в верховьях р. Витима, третичный аллювий свидетельствует о наступивших к моменту его образования существенных изменениях в рельефе. Все это вместе взя-

ширную плоскую впадину. Равнинность поверхности плато и горизонтальное залегание базальтовых покровов указывают на слабое и равномерное четвертичное поднятие этого крупного участка. В то же время, как это видно на схеме (рис. 43), он входит в качестве нормального звена в общий кайнозойский вулканический пояс.

По своему пространственному положению и тектоническому режиму Витимское плато безусловно являлось переходной областью к Забайкалью, отличавшемуся в кайнозое слабыми по амплитуде движениями различного знака и формированием маломощных коротких потоков и крупных даек базальтов и близких к ним эффузивов на крыльях низких сводовых поднятий, а также небольших куполов базальтов, базанитов и тешенитов (рис. 59) на дне впадин (Боргойской, Худунской, Хилокской и др.). В то же время приходится учитывать, что на Витимском плоскогорье базальты покрыли весьма значительную площадь, а в плейстоцене или раннем голоцене они дали значительное число шлаковых конусов, очень редких в Забайкалье. Таким образом, в вулканизме Витимского плоскогорья проявились отдельные черты, свойственные излияниям, происходившим как в Прибайкальском высокогорье, так и в Забайкальском среднегорье. К сожалению, слабая изученность лавового плато Витима пока препятствует выявлению его индивидуальных особенностей и условий образования.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Совершенно твердо установлено, что с самого начала мезозоя (а может быть, с верхней перми) и в последующее время в Прибайкалье господствовал континентальный режим, обусловленный общим «эпейрогенным» поднятием. Этим в значительной мере определялись движущие силы при размыве, транспортировке терригенного материала, а также свойства физической среды его отложения. Аналогичные условия имели место и в ближайшем территориальном окружении Прибайкалья, а на юге они распространялись далеко в глубь Центральной Азии.

Мезозойские осадочные толщи, относящиеся главным образом к юре и нижнему мелу, отлагались в условиях умеренного климата, как об этом свидетельствует ископаемая флора, мало изменившаяся за весь этот промежуток времени. Имеются свидетельства относительной сухости климата для одних моментов накопления верхнемезозойской толщи и относительно повышенной влажности — для других.

Кайнозойский этап седиментации носил на первых порах отпечаток влажного теплого климата, на что указывает третичная кора каолинового выветривания и остатки флоры, близкой к субтропической (магнолиевые, миртовые и др.). Вместе с тем для физико-географического режима кайнозоя (неогена и четвертичного периода) отмечаются такие важные изменения, как прогрессивное похолодание и формирование в северных районах Прибайкалья горно-таежных, а в южных — горно-степных и котловинно-степных ландшафтов.

Форма и внутреннее строение сложных седиментогенных тел, созданных в Прибайкалье в мезозое и кайнозое и сохранившихся преимущественно во впадинах современного рельефа, определялись, конечно, тектоническими факторами — изгибами поверхности фундамента и его разломами. В сводной работе Б. А. Иванова по Забайкалью справедливо подчеркивалось, что накопление мощных толщ континентальных осадков вообще возможно только при наличии интенсивных дифференцированных движений земной коры, отражающихся на ее поверхности. При этом Б. А. Ивановым были подробно проанализированы тектонические и другие условия, прямо или косвенно влиявшие в Забайкалье на ход мезозойского осадконакопления, в том числе угленакопления (Б. А. Иванов, 1949б). Значительное внимание тем же вопросам уделила М. С. Нагибина.

Как известно, механизм слоеобразования в континентальных толщах представляет до сих пор очень трудную геологическую проблему. В дочетвертичных толщах мы обычно видим законченный результат этого процесса в виде комплекса слоев со сравнительно постоянным составом и мощностью, со следами внутренних размывов, наличием более или менее

явных ритмов разных порядков и т. д. Общеизвестна также пестрота строения и состава большинства четвертичных толщ, в особенности коррелятно связанных с горным рельефом; отсюда особые требования и подход к картированию четвертичных отложений. В продолжительность отложения осадков, а следовательно, и в более ясном суммарном выражении тектонических движений в их разрезе обычно ищут, пользуясь принципом актуализма, причины более правильного, закономерного строения дочетвертичных толщ.

В пестрых по механическому составу, фациально резко изменчивых мезозойских и кайнозойских отложениях межгорных впадин (например, Урала, Казахстана, Восточной Сибири, Средней Азии) мы как будто наблюдаем переходные типы между современными осадками горных долин и впадин и дочетвертичными осадками, накопившимися в обширных внутриконтинентальных прогибах и синеклизах с их более правильным, так сказать «упорядоченным» слоеобразованием и медленным изменением фаций по простиранию. И если некоторые авторы прямо называют древними речными долинами удлиненные депрессии, содержащие мезозойские молассы (например, на Урале), то в этом можно видеть лишь повышенную дань принципу актуализма.

Долина, как нам кажется, есть узко геоморфологическое понятие и ее существование в ходе эволюции горного рельефа в общем случае, конечно, весьма непродолжительно. Нельзя, кроме того, изъять из понятия «долина» такие элементы, как борта, однообразный продольный уклон, устье, верховье и т. д., а о них в большинстве случаев мы вообще не располагаем никакими сведениями. Поэтому для подобных узких депрессий с мощными дочетвертичными осадками, указывающими на тектоническую природу опусканий, более подходящим является название впадин. Все это, конечно, не исключает возможности и необходимости выделения среди континентальных дочетвертичных отложений таких генетических типов, как пойменные, русловые, озерные и т. д. Важные исследования в этом направлении, как известно, выполнены Ю. А. Жемчужниковым, И. И. Горским, В. И. Поповым, Г. Ф. Крашенинниковым и др.

В межгорных прогибах Прибайкалья мы имеем расслоенные геологические тела в форме более или менее мощных линз. Во многих случаях, в соответствии с асимметричным профилем вмещающего их прогиба фундамента, эти линзы имеют один более острый край (влияние пологого изгиба), другой более тупой (следствие краевого разлома). Такая форма, как показывают рассмотренные выше примеры, представляет результат не наложенных, а одновременных с осадконакоплением тектонических движений. Чем более плоски и обширны по площади эти линзы, тем правильнее они стратифицированы. Линзовидная форма тел на их периферии подчеркнута последующим нивелирующим размывом, а в центре с самого начала усилена более интенсивным прогибанием фундамента. Поскольку же с течением времени прогибание продолжалось, верхние горизонты осадочной толщи залегают с меньшим наклоном в глубь впадин, нежели более глубокие горизонты, вскрываемые в средних частях депрессий бурением (обратные случаи, известные в Тугнуйской впадине, связанные с местными тектоническими нарушениями). Эта особенность резко выражена у некоторых кайнозойских впадин (Баргузинская, Тункинская).

С подобным же явлением в средней части впадин должно быть связано увеличение мощности и наклона угленосных мезозойских слоев

с глубиной, отмеченное, например, в Восточном Забайкалье Б. А. Ивановым для Арбагарского угольного месторождения и П. С. Бернштейном — для Удинской депрессии. Вероятно, то же самое имеет место и в Западном Забайкалье (см. разрезы Гусиноозерской и Тарбагатайской впадин). В силу указанной причины вблизи генетических границ бассейнов накопления наблюдается сближение поверхностей напластования, т. е. мощности отдельных слоев и пачек уменьшаются. Обломочный материал при этом грубеет. Для района оз. Гусиного, кроме того, отмечено, что расхождение толщи происходит неодинаково на разных крыльях прогиба — слабо вблизи краевого разлома, яснее на противоположной стороне, где протяженный краевой разлом отсутствует.

Описанные выше примеры показывают далее, что конгломераты в основании мезозойской угленосной толщи накапливались очень неравномерно, резко изменяя свою мощность по простиранию и падению и местами замещаясь песчаниками. Чрезвычайно неравномерно распределены по разрезу и угольные пласты. Эти и другие факты, приведенные в обилии в сводной работе Б. А. Иванова (1949б), доказывают различие режимов накопления как в разных впадинах, так и в различных частях одних и тех же впадин. При этом колебания в мощности (и в относительном возрасте) угленосных толщ разных районов нельзя поставить в связь только с наблюдаемыми в настоящее время различными размерами впадин. Обычно крупные впадины содержат мощные толщ юрско-мелового возраста (например, Гусиноозерская и Боргойская впадины), но известны и обратные случаи, когда крупная впадина, например Еравнинская, несет сравнительно маломощный осадочный нижнемеловой покров. Б. А. Ивановым справедливо отмечалось, что мощные угленосные толщ (например, Букачача, оз. Гусиное) богаче грубообломочным материалом.

Тот же автор относил рассматриваемую нами область Забайкалья к зоне глыбовых структур, объясняя обилие в ней грубообломочных мезозойских толщ усиленным размывом выраженных в мезозойском рельефе резких глыбовых антиклиналей и накоплением осадков вблизи горных подножий (Б. А. Иванов, 1949б). С этими выводами следует полностью согласиться. Однако Б. А. Иванов не дал полного объяснения факту, наблюдающемуся в отдельных впадинах, что если при обилии грубообломочного материала в одном крыле прогиба этот материал заключен все же внутри четко ограниченных параллельных слоев, то на другом крыле, по данным Б. А. Иванова, Маслова, Трофимова, Верещагина и др., имеет место быстрое, так сказать, фронтальное фациальное замещение конгломератами различных горизонтов толщи, включая и угленосные (оз. Гусиное, Тарбагатайская впадина, в Восточном Забайкалье — Букачача, Арбагар и др.). Для последнего случая необходимо, очевидно, допустить почти непрерывное, одновременно с осадконакоплением происшедшее поднятие соседней области размыва, питавшей обломочным материалом ближайшее крыло прогиба.

Выше было показано, что к таким существенно состоящим из конгломератов, почти монофациальным крыльям некоторых забайкальских прогибов приурочены смятия и разрывы в угленосной толще, относящиеся, как правило, к местам резких фациальных переходов, а в прилегающем горном обрамлении при этом отмечаются полосы брекчий, милонитов, молодые поперечные разрывы, дайки меловых щелочных гранитоидов. Все сказанное наряду с вхождением в состав мезозойских конгломератов обломков разнообразных тектонитов не оставляет сомнения в том, что

в подобных случаях мы действительно имеем перед собой первичную генетическую границу бассейна накопления. Когда же крыло прогиба сложено в основании конгломератами и песчаниками, а выше лежащие слои имеют иной состав, вопрос о генетической границе осадконакопления остается открытым. Решению его не помогает наличие здесь или поблизости малых интрузий и разрывов и даже преобладание в обломочных породах материала, заимствованного из нормально подстилающих осадочные древних кристаллических пород. Последнее обстоятельство обычно для базальных горизонтов континентальных толщ и показывает лишь, что подготовка ложа к принятию осадков совершалась одновременно с уже начавшейся седиментацией. По-видимому, существенную помощь в решении вопроса о границе накопления осадков могли бы оказать наблюдения за изменением мощности отдельных слоев в базальной свите, но таких наблюдений еще слишком мало. Поэтому для нормально стратифицированных крыльев прогибов (например, для западного крыла Гусиноозерской впадины) он пока не может быть решен однозначно, тогда как для противоположных крыльев, в которых почти весь разрез замещается грубообломочными породами, первичный край бассейна приблизительно определяется. Геоморфологические данные только в некоторых случаях могут пролить некоторый свет на этот вопрос (особенно это относится к юным кайнозойским прогибам).

Очень высокое гипсометрическое положение юрской угленосной толщи в хр. Кодар, к северо-западу от Чарской впадины, сформированной в современных чертах в кайнозой, показывает, что прямая связь между отложением юрских осадков и этой впадиной отсутствует. Аналогичные соотношения имеют место в бассейне р. Иркут, где толща мезозойских континентальных осадков слагает высокие вершины Тункинских гольцов, обрамляющих Тункинскую неоген-четвертичную впадину. Указывался и другой пример — очень высокое залегание юры на периферии Боргойской впадины, а в 1955 г. С. М. Замараевым было установлено, что юрские алевролиты на водоразделе Боргойских озер и русла р. Джиды переходят за ее геоморфологический контур. Здесь они слагают короткую размытую антиклинальную складку, шарнир которой протягивается на северо-восток по гребню водораздельной возвышенности. При этом юрские осадки заметно не меняются в своем составе и, таким образом, площадь их первичного распространения должна быть признана более обширной, чем современный контур Боргойской котловины. Аналогичный пример был указан выше для западного побережья оз. Гусино.

Все это заставляет очень осторожно пользоваться данными, полученными по некоторым другим впадинам Западного Забайкалья и указывающими на близость современных границ распространения угленосного мезозоя к их первичным границам. Очертания собственно угленосных мульд, описанных выше, по-видимому, в наибольшей степени отвечают первоначальной площади распространения мезозойских торфяников. Что же касается нижних горизонтов толщи, то в тех случаях, когда они не слагаются типичными предгорными осадками, можно предположить более широкие контуры их первоначального распространения. Поэтому следует присоединиться к мнению И. И. Горского, Г. Ф. Крашенинникова, Е. А. Преснякова и других о том, что мезозойские угленосные впадины Урала, Казахстана, Забайкалья и некоторых других районов по своим размерам сравнительно мало, но в разной степени отличались от современных впадин.

В отдельные моменты своего развития, совпадающие с периодами отпосительного тектонического покоя, а также в самом конце эпохи осадконакопления и общей пенепплеизации рельефа контуры впадин расширились, местами довольно значительно (плоские прогибы Восточного Забайкалья, Еравнинская, Боргойская и Гусиноозерская впадины; последняя расширилась в сторону современного Хамар-Дабана). Возможно, что линейное коробление, заложившее синклинальные прогибы в межсводовых промежутках, было также одной из главных причин их последующего сокращения, обусловленного размывом. Уменьшение размеров первоначальных прогибов за счет разломов также имело место, но, по-видимому, многие разломы служили ограничением впадин уже в ходе самого осадконакопления. Такими, вероятно, были разломы в южном обрамлении Иркутского юрского бассейна, Усть-Селенгинской впадины, у восточного борта Гусиноозерской и Тарбагатайской, северного борта Хилокской, Чикойской, Ингодинской и других впадин. Если верно предположение о длительности движений по разломам, соизмеримой с длительностью пластических деформаций фундамента, то намечается еще одна форма объективной связи между теми и другими. В таком случае может быть несколько конкретизирован тезис о непосредственном влиянии дифференциальных тектонических движений на скорость, ход и особенности накопления угленосных осадков в Забайкалье (Оттен и Пресняков, 1937; Б. А. Иванов, 1949б). Подобными движениями являлись и изгибы фундамента, и его разрывы.

В главе VIII был рассмотрен возможный механизм связи между фиксированными на глубине древними разломами и прогибами, причем для последних нами допускалась возможность некоторой горизонтальной миграции. Наличие последней доказывается неодинаковой полнотой стратиграфического разреза на разных крыльях синклинальных структур, таких, например, как Гусиноозерская и Хилокская. С нашей точки зрения, с помощью подобной связи довольно легко объясняются и различные фациальные особенности осадочной толщи — внутренние размывы, переотложение ранее осажженного обломочного материала, некоторые признаки аллохтонии углей отдельных пластов (Б. А. Иванов, 1949б), распределение грубообломочных пород и замещение ими более тонкозернистых осадков, вхождение обломков горелых пород в вышележащие слои и т. д. Гораздо меньше данных об особенностях накопления осадков в неогеновых толщах, связанных в основном со впадинами байкальского типа. Номинально эти толщи слагаются теми же литолого-генетическими типами осадков, что и мезозойские толщи, но их взаимные переходы и распределение внутри впадин изучены еще весьма слабо.

Все же можно утверждать, что неогеновые и плейстоценовые осадки формировались в условиях, близких к таковым в мезозое, а вмещающие их прогибы точно так же развивались путем взаимодействия как пластических, так и разрывных деформаций фундамента. Кайнозойские отложения, естественно, отличаются более слабым диагенезом и слабым метаморфизмом; последний связан либо с закалом при соприкосновении с базальтовой лавой, либо с разломами (брекчии, какириты в базальтах). Цементация обломочных пород в кайнозойских толщах очень слаба или вообще отсутствует.

Отложение нижних горизонтов неогеновых отложений безусловно было приурочено к рельефу более плоскому, чем современный. Однако о настоящем субмиоценовом пенеппле во всем Прибайкалье не может быть речи, ибо третичные базальты налегают в разных пунктах совре-

менной горной страны то на тонкие озерные и болотные осадки, то на аллювиальные галечники и пески, то на грубые валунные толщи.

Торфообразование имело место главным образом в ранние моменты отложения неогеновой толщи; оно происходило в плоских депрессиях, позже обнаруживших склонность к быстрому прогибанию, вследствие чего мощные глинистые горизонты и угольные пласты в них образоваться уже не могли. В Тупкинской впадине подмечено, что мощность пласта бурого угля возрастает к ее периферии и сокращается в глубь впадины. Налицо, таким образом, увеличение скорости прогибания средней части впадины и относительная медленность опускания по ее периметру. В Баргузинской впадине поведение угольных пластов не изучено. Однако выходы горельников вблизи самого подножия Икатского хребта показывают, что и здесь выходят сравнительно мощные угольные пласты. Сходство других элементов разреза Тупкинской и Баргузинской впадин также свидетельствует о выклинивании углей к центру прогиба. Вверх по разрезу осадки нижней кайнозойской толщи становятся более крупнозернистыми, хотя временами среди них встречаются глины и алевролиты. Плиоцен и плейстоцен даже в области наиболее глубоких прогибов представлены преимущественно песками и галечниками. Эти отложения местами очень плохо стратифицированы и разрезы сравнительно близких скважин не могут быть увязаны ни по внешним признакам, ни по литологическим и палеонтологическим данным.

Отмечается далее следующая отличительная черта кайнозойских отложений. Наряду с преобладанием более тонких фракций в третичных осадках низов разреза (глинистые, углистые, мергелистые, кремнистые образования) и более крупных — в его верхах, гравийные и конгломератовые слои, а также валунные и глыбовые конгломераты верхней толщи в общем отчетливо смещены в сторону краевых разломов. Происходит ли при этом замещение песков конгломератами по всему разрезу, мы пока не знаем. Оно безусловно доказано лишь для постплиоценовых и верхней части подстилающих их без видимого перерыва плиоценовых отложений; подобный фациальный переход для глубоко лежащих плиоценовых отложений пока неизвестен, но весьма вероятен.

В фундаменте впадин байкальского типа хорошо намечаются отдельные особенно глубокие локальные прогибы, которые вполне естественно сравнивать с угленосными мульдами мезозойских впадин. Как и последнее, эти внутренние прогибы имеют овально-округлые очертания и ориентированы иногда перпендикулярно оси впадины в целом, отделяясь друг от друга поперечными перегибами, погребенными под четвертичными отложениями или выведенными на поверхность. Нет сомнений в том, что эти прогибы развивались длительно, параллельно с накоплением осадков, функционально с ними связанных. Но этим, пожалуй, и ограничивается сходство внутренних прогибов второго порядка в мезозойских и кайнозойских впадинах. В первых прогибание внутренних мульд было медленным и допускало образование и погребение «многоэтажных» торфяников; во вторых опускание происходило гораздо быстрее и поэтому в них могли образоваться только единичные пласты торфа, разделенные мощными прослоями обломочных пород.

Таким образом, между накоплением мезозойских и кайнозойских осадков при значительных вариациях в его режиме и скорости все же нет существенной качественной разницы. В том и другом случае накопление определялось и контролировалось сходными по своему характеру тектоническими движениями: своды и сбросовые ступени поставляли, а про-

гибы накапливали обломочный материал. Роль органических осадков при этом увеличивалась не в периоды полного тектонического покоя, а в периоды некоторых оптимальных скоростей тектонических движений, когда погружение становилось настолько медленным, что появлялась возможность накопления значительной массы органического материала, и настолько быстрым, что обеспечивалось надежное захоронение и последующее преобразование последнего. Это положение, по-видимому, справедливо не только по отношению к исходному материалу ископаемых углей, но (если придерживаться теории об органическом происхождении нефти) и по отношению к материнскому веществу нефти и газа.

Отмечая сходство тектонической обстановки мезозойского и кайнозойского осадконакопления в Прибайкалье, нельзя не заметить той существенной разницы между ними, что сводные разрезы юры — мела и неогена — плейстоцена являются не подобием, а скорее зеркальным отражением друг друга. В самом деле, отложение верхнемезозойских толщ началось в общем случае с мощных конгломератов и песчаников в обстановке расчлененного горного рельефа. С течением времени при постепенном ослаблении «энергии» рельефа и интенсивности тектонических движений (конечно, при наличии в них рецидивов — поднятий и ритмических колебаний) стало возможным накопление глинистых пород и мощных торфяников, давших угольные пласты. Мы имеем, таким образом, нормальный, законченный, своего рода трансгрессивный верхнемезозойский седиментационный цикл.

Совершенно иную картину представляет кривая кайнозойского геотектонического процесса и его конкретное выражение — разрез неогеновых и четвертичных отложений. В нижней части последнего преобладают (или присутствуют в значительном количестве) глинистые породы, отмечаются немногочисленные пласты углей. В плиоцене происходит резкий перелом, отмеченный если не перерывом, то очень резкой сменой обстановки накопления. Возникает горный рельеф, и даже в центральных частях впадин перевес переходит на сторону крупнообломочных отложений — песков и галечников. При этом характер разреза, а следовательно, и интенсивность движений существенно не меняется и в плейстоцене. Ничтожная продолжительность голоцена не дает возможности соответственно охарактеризовать его осадки и тектонические движения, но рельеф и разнообразные признаки современной тектоники в Прибайкалье никоим образом не свидетельствуют о наступившем равновесии. Наличие глубоких незагруженных прогибов (Байкал, Косогол) подтверждает это. Таким образом, перед нами явно незаконченный, развивающийся цикл неоген-четвертичной седиментации, для завершения которого, возможно, понадобится еще целая геологическая эпоха.