

В. Н. Олюнин

Происхождение рельефа возрожденных гор

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

557.4

В. Н. Олюнин

Происхождение
рельефа
возрожденных
гор

2370



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1978



О л ю н и н В. Н. Происхождение рельефа возрожденных гор. М., "Наука", 1978 г.

Рассматриваются вопросы о происхождении и формировании рельефа эпиплатформенных возрожденных гор и развитии гидрографической сети северного горного обрамления Центрально-Азиатского орогенного пояса, а также связанные с ними вопросы о роли пликативных и дизъюнктивных дислокаций при формировании рельефа, о происхождении кайнозойских песчаных и супесчаных отложений и возможности существования неоген-четвертичных озер-гигантов. Особое внимание уделяется развитию новейших морфоструктур Байкальской рифтовой подзоны и Забайкалья под действием глубинных процессов и экзогенных факторов.

Табл. 18, Илл. 66, Библ. 380 назв.

Ответственный редактор

доктор географических наук *Н. В. Думитрашко*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Интереснейший элемент морфоструктуры Земли — возрожденные горы внутриконтинентальных эпиплатформенных орогенных поясов, возникшие на активизированных древних и молодых платформах. Из них самый большой по площади — Центрально-Азиатский орогенный пояс. Он включает горы и равнины Монголии и Синьцзяна, Алтынтаг, Тибет, а также окаймляющие его с севера краевые горные цепи — Тянь-Шань, горы юга Сибири, Забайкалья и другие.

Характерный пример этих горных сооружений — Байкальская рифтовая зона и Забайкалье, на примере которых автор рассматривает основные вопросы строения, происхождения и развития неоген-четвертичного рельефа.

Главное внимание в предлагаемой вниманию читателя книге уделено проблеме происхождения и развития возрожденных гор и связанной с ней проблеме развития современной гидрографической сети, вопросу о роли пликативных и дизъюнктивных дислокаций при формировании рельефа таких гор, характеристике новейших вулканических образований и описанию самых молодых вулканических сооружений района исследований.

В книге приводится также сравнительное описание рыхлых континентальных осадочных обломочных отложений кайнозойского возраста. Исследуя современные песчаные отложения разного генезиса, отложения района дельты Селенги, мелкообломочные породы бассейна Уды, песчаные отложения Баргузинской и Тункинской впадин, автор высказывает свои соображения о происхождении кайнозойских песчаных и супесчаных отложений Прибайкалья и Забайкалья и сомнения относительно существования неоген-четвертичных озер-гигантов.

Правильные ответы на поставленные вопросы, особенно на вопрос о происхождении кайнозойских осадочных обломочных отложений, очень важны для понимания геоморфологического строения и палеогеографии не только Прибайкалья и Забайкалья, но и всего Центрально-Азиатского орогенного пояса, особенно его северной части. Решение вопроса о генезисе кайнозойских отложений имеет большое значение и при поисках некоторых полезных ископаемых.

При образовании морфоструктуры Прибайкалья и Забайкалья исключительно важное значение имели перемещения по разломам, как

унаследованным от древних геологических эпох, так и более молодым, сопровождавшие пликативные деформации земной коры большого радиуса. Для этих гор характерно широкое распространение линейных морфоструктур — цепочек котловин или горных хребтов, ограниченных продольными зонами активизированных разломов, часто глубоких, прослеживаемых на протяжении сотен и тысяч километров.

Существенны различия в особенностях развития морфоструктур Байкальской рифтовой зоны, возникшей в большей степени под влиянием растяжения земной коры, и Забайкалья, где, как и в соседних районах, господствовало ее сжатие. Важны также основные различия в формировании гидрографической сети. В Прибайкалье формирование новейших морфоструктур сопровождалось значительной перестройкой молодого рельефа, а в Забайкалье современные горные хребты и котловины обычно унаследованно развивались на месте позднемезозойско-палеогеновых морфоструктур. Современная сеть крупных речных долин Забайкалья также унаследовала в общих чертах позднемиоценовые-палеогеновые формы рельефа. В Прибайкалье, где процесс рифтогенеза происходил сравнительно недавно (со среднего плиоцена) и продолжается до сих пор, гидрографическая сеть активно перестроена. Здесь в основном лишь крупные реки сохранили первоначальное положение и направление течения, а небольшие реки определяются расположением рифтовых впадин и разделяющих их хребтов.

В монографии доказывается полигенетическое происхождение плейстоценовых песков и супесей и некоторых других осадочных отложений. Отмечается их преимущественно пролювиальное или эоловое происхождение (но не озерное). На основании изучения этих отложений и других материалов предполагается, что в конце неогена и в плейстоцене в Прибайкалье, Забайкалье и соседних районах существовали, кроме современных озер, только сравнительно мелководные и небольшие озера небайкальских типов. Эти озера часто представляли собой концевые разливы речных вод.

По изучению рельефа и тектоники Прибайкалья и Забайкалья работали П.А. Кропоткин, И.Д. Черский, В.А. Обручев, Е.В. Павловский, Н.А. Флоренсов, Н.В. Думитрашко, В.В. Ламакин и многие другие исследователи. По геологии, тектонике, геоморфологии и палеогеографии Байкальской впадины, как и Байкальского рифта в целом, и в меньшей степени Забайкалья имеется много детальных работ. В этом районе проводились также обстоятельные геофизические наблюдения и на их основе — анализ глубинного строения земной коры, причин и характера орогенеза и возрождения гор (Зорин, 1971, 1973 и др.).

П.А. Кропоткиным (1875) было предложено в сущности первое морфоструктурное районирование на примере гор юга Сибири и Забайкалья. Он выделил на карте крупные морфоструктуры — Высокое и Низкое плоскогорья, склоны плоскогорий, альпийские горные стра-

ны, дал первую для этого района орографическую схему и отметил значительное развитие древних ледниковых форм рельефа. Его представления по последнему вопросу изложены в замечательном труде "Исследования о ледниковом периоде" (1876).

И.Д. Черский (1878а), еще до В.М. Дэвиса, изложил основные положения о генезисе горного рельефа, о последовательном развитии эрозионного рельефа. По его мнению, глубоко и резко расчлененный рельеф возник при пятящейся эрозии горных рек и ручьев. В конечном итоге возникало плоскогорье, близкое к плоской равнине, но не превратившееся в нее полностью. В более поздних работах И.Д. Черский (1881б, 1886б) развивал представления об интенсивности и стадиях эрозии, но недооценивал значение древнего оледенения при формировании рельефа и считал древние ледниковые формы рельефа Прибайкалья эрозионными.

И.Д. Черский (1886а) относил Байкальскую горную впадину к синклинальным прогибам, унаследованно развивающимся на месте древней геоструктуры, и недооценивал роль разломов в формировании этой депрессии. Е.В. Павловский (1948а) полагал, что крупные антиклиналы и синклиналы прямо отражены в горных хребтах и котловинах, а Байкальская котловина возникла в результате разрыва сжимаемого Байкальского свода. Н.А. Флоренсов (1960а и др.) отметил также важную роль молодых тектонических перемещений по разломам в формировании рельефа гор.

В.А. Обручев в своих работах по Алтаю, Забайкалью, Монголии и другим районам объяснял происхождение современного рельефа возрожденных гор молодыми вертикальными дифференцированными перемещениями глыб по разломам. Им была разработана и прогрессивная для того времени идея о древности рельефа, о древнем "темени Азии", позже изложенная Зюссом (Suess, 1901). Эта идея, по мере накопления фактического материала, подверглась критике и была отвергнута. Отказались также и от представления М.М. Тетяева (1928) о шарьяжном строении гор Прибайкалья и Забайкалья.

И.П. Герасимов (1959б) считает, что возрожденные горы с разновозрастной складчатой основой отличаются друг от друга соотношениями между орографическим планом, строением речной сети и геоструктурой складчатой основы. В горах с мезозойской складчатостью эти соотношения относительно просты и близки к таковым альпийских гор. В областях с палеозойской и особенно докембрийской складчатостью они наиболее сложны. Здесь резко преобладают перемещения блоков по разломам. С уменьшением возраста гор усиливаются волновые движения — складки большого радиуса.

И.П. Герасимов (1946а, б, 1959 и др.) на основе наблюдений в возрожденных горах и на равнинах Казахстана, Средней Азии и других районах впервые создал учение о морфоструктуре и морфоскульптуре.

Изучение Забайкалья и соседних районов послужило основой для разработки Н.А. Флоренсовым (1959а,б, 1960а, 1961, 1968 и др.) многих важных вопросов геоморфологии возрожденных гор; предложены понятия: геоморфологическая структура и геоморфологическая формация; Ю.Г. Симонов (1972 и др.) на примере восточной части Забайкалья дал морфологический анализ.

Существенной особенностью рельефа Центрально-Азиатского орогенного пояса являются широко распространенные останцы позднемезозойского рельефа и выровненных поверхностей позднемелового — палеогенового возраста.

Монография посвящена вопросу о формировании рельефа в течение орогенного этапа развития рельефа, в основном Прибайкалья и западного Забайкалья. Полевые исследования проводились автором в 1953—1955 гг. в составе Бурятской комплексной экспедиции Совета по изучению производительных сил (СОПС), в 1958 г. — Забайкальской комплексной экспедиции СОПС'а и в 1966—1972 гг. — Байкальского отряда и Байкальской комплексной экспедиции Института географии АН СССР.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ МОРФОСТРУКТУР

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ВОЗРОЖДЕННЫХ ГОР

Понятие о возрожденных горах и активизированных платформах было предложено и развито советскими учеными (Хаин, Милановский, 1956; Николаев, 1962; Белоусов, 1962; Хаин, 1962, 1965; Яншин, 1963; Рельеф Земли, 1967; и др.). Дифференцированные новые, особенно новейшие, тектонические движения на геоморфологическом этапе развития Земли привели или к полному возрождению (вернее новообразованию) гор или, в других местах, к омоложению прежнего дряхлого горного рельефа (Герасимов, Мещеряков, 1964). Новейшее горообразование наложилось не только на древние платформы, но и на молодые альпийские горные хребты, чем объясняется особенно большая их приподнятость (например, Памир).

Возрожденные горы и активизированные участки разновозрастных платформ имеются на всех материках. Эти горы и высокие активизированные платформы возникли в мезокайнозойе в областях с докембрийской, палеозойской и мезозойской складчатостью. Они взаимосвязаны и закономерно сочетаются. В рельефе они образуют наиболее приподнятые участки, отличаются сложным геологическим строением и глубоко расчленены (Мещеряков, 1957, 1965). На долю возрожденных гор приходится около 42% площади всех гор, почти 14% древних и около 52% молодых платформ земного шара (Рельеф Земли, 1967).

Возрожденные горы и высокие активизированные платформы особенно широко распространены в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса, являющегося противоподнятием по отношению к впадине Тихого океана, как и Скалистые горы Северной Америки на восточном берегу этого океана (Хаин, 1964). На востоке Африки находятся возрожденные горы и высокая активизированная платформа Восточно-Африканского рифтового нагорья — противоподнятия по отношению к Индийскому океану. Возрожденные горы восточного побережья Австралии обращены к Тихому океану. На берегах Атлантического океана располагаются менее значительные и более низкие массивы возрожденных гор (Аппалачи, Ньюфаундленд, горы Скандинавии, Шотландии, восточной части Бразилии), но и они связаны с поднятиями материка и с океаническими впадинами.

В.Е. Хаин (1973) выделил перигеосинклинальные, периокеанические и внутриконтинентальные (интракратонные) эпиплатформенные

орогенные пояса. Перигеосинклинальными названы возрожденные горы у края молодых гор, возникших на альпийских геосинклиналях, а приокеаническими — приокеанические массивы возрожденных гор, например Аравийско-Африканский эпиплатформенный орогенный пояс. Внутриконтинентальные возрожденные горы возникли на континентальных платформах вдали от геосинклиналей и океанов. Таковы горы Центрально-Азиатского орогенного пояса, а также Урал, горы Бырранга и другие.

О происхождении возрожденных гор существуют разные мнения. До самого последнего времени большинством геологов признавалась складчатая структура возрожденных и других гор и еще в начале XX в. многие видели в горных хребтах прямое выражение в рельефе антиклиналей, а во впадинах — синклиналей. Ведущее значение разрывных нарушений отрицалось и им приписывалось второстепенное значение. Некоторые исследователи, по аналогии с горами альпийской складчатости, доказывали покровное строение некоторых районов возрожденных гор (Тетяев, 1928). Мнение о складчатом строении гор особенно широко распространилось под влиянием идеи Зюсса (Suess, 1888) и вытеснило предшествующие мнение Буха (Buch, 1877) о глыбовом строении этих гор и представление Эли де Бомона (E. de Beaumont, 1852) о преимущественно прямолинейном проявлении перекрещивающихся систем деформаций земной коры.

Согласно гипотезе контракции, горные пояса образуются при охлаждении первичного расплавленного вещества Земли и коробления твердой земной коры, причем горы на платформах образовались под влиянием тангенциального сжатия, вызвавшего возникновение складок большого радиуса, осложненных разломами и грабенами. Гипотезе контракции (основа которой — идея сжатия земли — имеет значение и в настоящее время) еще в конце прошлого столетия была противопоставлена мысль о первичности вертикальных и вторичности горизонтальных движений в земной коре и о существенном значении этих движений при перемещении ее глыб. Так, например, Зюсс полагал, что коробление испытывали наиболее глубоко обрушившиеся глыбы земной коры, сдавливаемые менее опущенными глыбами, т.е. главными были вертикальные тектонические движения, в результате которых возникли горизонтальные. Эти представления более прогрессивны и лучше других объясняют большую часть особенностей строения земной коры. А.П. Карпинский (1919) считал, что фундамент платформы расчленен сбросами на горсты и впадины, которые подвержены медленным вертикальным волнообразным колебаниям.

Идею о глыбовом строении возрожденных гор разделял В.А. Обручев (1940). Он, как и М.А. Усов (1940), придерживался пульсационной гипотезы развития Земли, в основе которой заложена идея о непрекращающемся сжатии и расширении земной коры. Эти процессы приводят к резким изменениям рельефа земной поверхности в революционные периоды, сменяющиеся продолжительными эволюционными периодами.

По мнению В.А. Обручева, в фазы расширения земной коры преобладают радиальные, вертикальные движения. В стабильных участках

кора вспучивается, разбивается трещинами, возникают горсты и грабены, а в подвижных поясах она растягивается и формируются геосинклинали. В геосинклиналях же, раньше сжатых в складки, происходит общее поднятие в результате изостазии. Причиной расширения, возможно, является плавление магмы в зависимости от выделения тепла при радиоактивных процессах или от уменьшения давления после прекращения сжатия, причиной которого служит интенсивное выделение тепла в фазы расширения.

Наиболее последовательно по сравнению с предшественниками идею о единстве процесса тектогенеза, выраженного различными типами тектонических движений и являющегося результатом общего процесса развития Земли в целом как космического тела, высказал первым М.М. Тетяев (1941). Он различал колебательную, складчатую и магматическую формы тектогенеза, а также выделил сбросовую форму колебательных движений, а для сочетания преимущественно восходящих колебательных движений со сбросами — форму макроколебания. При последней форме тектогенеза в условиях общего поднятия земная кора растрескивается, при самостоятельном перемещении глыб возникает резко расчлененный рельеф; в таких условиях образуются грабены и морские впадины. Первопричиной возникновения тектонических движений, по М.М. Тетяеву, является взаимодействие между расширяющимся внутренним веществом Земли и окружающей его земной корой. Кроме того, М.М. Тетяев одним из первых считал, что складкообразование не создает горный рельеф, который на самом деле формируется в процессе колебательных движений земной коры.

По мнению В.В. Белоусова (1962, 1964, 1966), возрожденные горы возникли в результате нового усиления в кайнозойе волнообразных колебательных движений земной коры на молодых и древних платформах, местами распространившихся и на соседние молодые геосинклинальные участки. Эти движения сопровождалось, в зависимости от жесткости горных пород, быстроты и интенсивности тектонических движений, преимущественно дизъюнктивными и в меньшей степени пликтивными дислокациями. Тогда же произошло как поднятие больших плато (Памир, Тибет) на месте разновозрастных геосинклиналей, так и их растрескивание. Тектоническая активизация платформ связана с неравномерным поднятием к поверхности земли расплавленного базальта, с местными увеличениями его мощности. При образовании возрожденных гор тектоническая активизация вызывается прорывом сильно перегретого материала нижних слоев зоны "В" верхней мантии Земли сквозь слой, образованный астенолитами, с последующим проникновением перегретого материала в лежащие выше слои волновода и в слои, покрывающие его. Прорыву может способствовать разрыв или местное ослабление в слое астенолитов (например, ослабленная зона всего Центрально-Азиатского орогенного пояса и зона Африканских грабенов). Перегретый материал на верхней границе неустойчивости снова вызывает интенсивные дифференцированные движения, выплавление базальта и формирование астенолитов. Под поднятиями, как и в геосинклиналях, при этом образуются базаль-

товые корни (Тянь-Шань) или же прорвавшийся базальт под подошвой коры растекается в стороны и вызывает подъем обширных плато (Тибет, Алтай, Саяны). В некоторых случаях образуются обширные линейно вытянутые своды, осложненные затем грабенами вдоль их оси (рифты Восточной Африки, Байкальский, Рейнский). В этом случае под напором поднявшегося глубинного материала земная кора не только выгибалась, но и растягивалась и раскалывалась. По разрывам магма изливалась, а земная кора оседала в виде грабенов. Под возрожденными горами отмечается относительное увеличение мощности "базальтового" слоя. Это, по мнению В.В. Белоусова (1966, 1968), связано с базификацией земной коры, процессом, наиболее выраженным при формировании океанических впадин.

В.В. Белоусов отмечает и очень большое значение разломов при формировании геоструктур, особенно возрожденных гор. Помимо небольших разрывов, подчиненных колебательным движениям и складчатости, вся земная кора разбита большими глубокими разломами на крупные блоки разного размера и положения. В процессе волновых колебательных движений земная кора не столько изгибается, сколько движется, как клавиатура. Этим объясняется ступенчатость склонов. Глубинные разломы, по которым поднимается магма, пересекают кору и верхнюю мантию, некоторые из них проникают на глубину нескольких сотен километров. Расположение и форма зон поднятия и опускания предопределены глубинными разломами, существовавшими еще в доплатформенный этап развития Земли. Это имеет место, по-видимому, во всей Центральной Азии, в Тянь-Шане и в других районах. Во впадинах гор юга Сибири и в Монголии, как и в Восточно-Африканской рифтовой зоне, есть излияния базальтов и вулканы, свидетельствующие о поднятии базальтов. Крупные сбросовые впадины "планетарных" масштабов возникли из-за оседания участков земной коры над глубинным слоем плавления, сопровождающего излияния базальтов, а малые грабены образовались при растрескивании и оседании глыб на сводах поднятия. Растрескивание отражает процесс общего расширения Земли, растяжения земной коры под влиянием глубинного радиоактивного разогрева.

По мнению В.Е. Хаина (1973), в концепции В.В. Белоусова имеются, кроме очень важных правильных положений, существенные недостатки. Так, например, В.В. Белоусов полностью отрицает крупные горизонтальные смещения блоков литосферы, недоучитывает планетарные сдвиги, шарьяжи негравитационного происхождения, раздвиги в зонах океанических и континентальных рифтов, а также ротационную обусловленность закономерностей в ориентировке сетки глубинных разломов и других основных элементов литосферы.

А.Д. Архангельский (1941) полагал, что горы на активизированных участках платформ возникли в результате образования новых геосинклинальных областей. Под геосинклинальными областями он понимал не впадины, а очень подвижные участки земной коры, в которых происходило длительное и мощное накопление осадочных пород. В этих областях опускания и поднятия сопровождаются раздроблением на глы-

бы, испытывающие дифференцированные колебательные вертикальные движения. При этом возникают впадины (геосинклинали) и поднятые глыбы (геоантиклинали), а также различные вулканические образования. В результате сформировался характерный для геосинклинальных областей резко выраженный рельеф, во впадинах которого накапливались особенно мощные толщи осадочных пород. В платформенных областях колебательные движения отличаются относительно малыми скоростями и амплитудой, а рельеф в основном спокойный.

По мнению А.Д. Архангельского (1941) и Н.С. Шатского (1932), вся система молодых горных сооружений юга СССР с вкрапленными в нее морскими и озерными бассейнами и котловинами представляет поднимающуюся геосинклинальную область. Такой же позиции придерживались К.К. Марков (1948), В.В. Богацкий, Д.И. Мусатов и В.Е. Хаин (1962) и другие исследователи. Ю.А. Мещеряков (1965) называл такие районы негеосинклинальными структурами. О.В. Кашменская (1969) считает, что Алтае-Саянская горная область находится в орогенной фазе развития геосинклинали, продолжающейся и теперь, и принадлежит южному, восточному и северо-восточному поясу гетерохронных гор Сибири.

В последние годы мнение о глыбовом строении возрожденных гор и вообще всей поверхности Земли и об исключительно важной роли в их формировании глубинных и поверхностных разломов приобретает все больше сторонников среди геологов и геоморфологов (Разломы., 1963; Пейве, 1967; Рельеф Земли, 1967, и др.). Развивается и представление о складчато-глыбовой природе тектоники гор — идея об их глыбово-волновой структуре (Хаин, 1958, 1973).

Особенно большие успехи достигнуты при выявлении разрывов с движениями по вертикали, амплитуда которых обычно больше перемещений по горизонтальным сдвигам вдоль субвертикальных разломов. Наличие больших сдвигов, по мнению некоторых исследователей, во многих случаях сомнительно (Белоусов, 1962). Другие же ученые приводят много примеров существования горизонтальных и полого наклоненных разломов и придают им, особенно длительно-развивающимся глубинным сдвигам и надвигам, исключительно важное значение (Разломы., 1963; Пейве, 1967; Ламакин, 1968). Приводятся также яркие примеры отражения в рельефе горизонтальных сдвигов, относительные перемещения по которым за всю геологическую историю (местами) достигло на континентах 500 км (Новозеландский сдвиг).

По мнению А.В. Пейве (1967), в верхней части земной коры происходит разрывно-глыбовое течение горных масс, раздробленных на глыбы от огромных до мелких обломков. Здесь одновременно возникают разрывы и — в результате пластических течений — складки, при этом особенно большое значение пластические течения имеют в низу коры и в верхней мантии, а астеносфера является главной поверхностью скольжения внутри оболочки Земли. Глыбы земной коры и мантии перемещаются не только вдоль вертикальных разломов, но и вдоль по разделам Конрада и Мохоровичича и по другим горизонтальным по-

верхностям (скорость несколько километров за один миллион лет). Наиболее значительны горизонтальные напряжения и перемещения.

Многие ученые полагают, что земная кора и верхняя мантия разбиты крутопадающими разломами на блоки разных размеров. По разломам происходят изостатические и антиизостатические движения блоков. М.В. Гзовский (1963) считал основными вертикальные движения и полагал, что при глубинных антиизостатических движениях (на глубине 400–700 км) земная кора смещается целиком на стороны от изостатического равновесия. М.Е. Артемьев (1966) отмечал, что при таком допущении мантия должна быть разбита на многочисленные вертикальные блоки (в поперечнике десятки — первые сотни километров, а по вертикали — не меньше 400 км), которые передают механические усилия, прилагаемые в низах верхней мантии. Разломы должны быть очень скользкими.

Такой механизм маловероятен, так как на самом деле происходит не смещение земной коры в целом, а увеличение ее мощности на поднятиях и уменьшение на опусканиях, но в меньшей степени, чем требуется для изостатического равновесия. Верхние части поднимающихся блоков могут перерабатываться в земную кору, а нижние у опускающихся блоков — в вещество мантии.

По мнению М.Е. Артемьевой (1966), в тектонически активных районах происходят антиизостатические движения, которые в разной степени уравниваются изостазией. В районах тектонической активизации происходит, в зависимости от разных причин, глубинное разуплотнение и перемещение вещества или же, что более вероятно, процессы разуплотнения стимулируют перемещение вещества с заметной горизонтальной составляющей, например растяжение земной коры. При этом возникают обширные сводовые поднятия. Процесс активизации может накладываться и на геосинклинальный, у которого процесс уплотнения и утяжеления коры или верхней мантии вызывают тектонические движения.

Ю.А. Вашилов (1973) считает, что земная кора и верхняя мантия на разную глубину рассечены на сложные блоки субвертикальными разломами. В верхах мантии есть несколько астеносферных слоев разной мощности и вязкости, лежащих на различной глубине. Количество этих слоев в разных районах и блоках различно, но они есть везде. В местах пересечения разломов астеносфера может отсутствовать. Астеносферные слои разной глубины ответственны за равновесие глыб различной глубины заложения. В активизированных поясах верхний астеносферный слой мощнее, чем на платформах, и лежит в среднем на глубине 100–150 км от поверхности Земли, а у материковых платформ — 120–320 км. Активизация вещества астеносферных слоев вызывается раскалыванием. В местах пересечения плоскости скола и астеносферы ее вещество поднимается по почти вертикальным разломам. Разного размера блоки уравниваются на астеносферных слоях различной глубины, причем изостазия осуществляется, когда вытесняемое блоком литосферы слабвязкое вещество, мигрируя вверх по

стенкам блока, достигнет уровня компенсации или же блок опустится на подошву астеносферного слоя.

В последние годы, особенно за рубежом, широкое признание получили различные варианты гипотезы "неомобилизма", например, "новая глобальная тектоника" (Isaacs и др., 1968) или "тектоника плит" (Morgan, 1968; Le Pichon X., 1968), а в Советском Союзе — представления П.Н. Кропоткина (1973), основанные на новейших материалах по изучению дна океанов с использованием геофизических данных и сравнения геологии материков. Эта концепция исходит из фактов: толщина литосферы (земная кора + верхняя часть мантии) под материками толще (порядка 120 км), чем под океанами (60 км). Литосфера жестка и хрупка, подстилается более пластичной, частично расплавленной астеносферой и сама разделена на большие глыбы тектоническими швами. К этим швам приурочены срединные хребты с рифтами и по окраинам океана наклоненные свержлубинные разломы. Литосферные глыбы перемещаются вдоль швов относительно друг друга в горизонтальном направлении, сдвигаются вдоль трансформных разломов, раздвигаются в рифтовых зонах, надвигаются или подвигаются вдоль зоны Беньюфа, окаймляющей континенты и островные дуги. Литосферные глыбы переносятся мантийными конвекционными течениями, причиной которых является радиоактивный разогрев мантии. Концепция неомобилизма дает также новое объяснение происхождения геосинклиналей: их развитие зависит в первую очередь не от глубинных процессов в самих геосинклиналях, а от глобальной динамики литосферы. По мнению П.Н. Кропоткина (1973), вопрос о механизме тектонических процессов нужно решать, основываясь на синтезе гипотез дрейфа материков и пульсационной В. Бэчера — В.А. Обручева. Сложение эффектов фаз сжатия и растяжения за длительный срок приводит к перемещениям глыб от зон растяжения к зонам сжатия.

Представления неомобилистов подвергаются серьезной критике. Наиболее обстоятельно рассматривают достоверность материалов, на которых основывается гипотеза дрейфа материков и тепловой конвекции в мантии Земли, П. Фурмарье (1971), Е.Н. Люстих (1965), В.В. Белоусов (1970, 1972), В.Е. Хаин (1972, 1973), Ю.М. Шейнманн (1968, 1970, 1973), А. Мейерхов и Г. Мейерхов (1974), а также другие ученые. Наиболее серьезным возражением против гипотезы мобилизма является доказанный исторической и структурной геологией факт длительной устойчивости и унаследованности структурного плана литосферы. Эта гипотеза недоучитывает установленный геофизиками факт существования в мантии Земли глубоко расположенных неоднородностей, соответствующих различным геологическим режимам поверхности Земли, а также то, что химический состав коры свидетельствует об очень глубоких связях материков с недрами Земли и о различном характере процессов в мантии под континентами и под океанами. "Новая глобальная тектоника" пока не рассматривает развитие платформ и эпиплатформенного орогенеза, не объясняет цикличность тектогенеза, не учитывает существова-

ние планетарной сетки глубинных разломов, общей для континентов и океанов, не связывает эволюцию тектоносферы с эволюцией Земли в целом. Мало вероятен механизм тепловой конвекции, особенно в областях погружения глыб в глубоководных желобах, и очень сомнительна возможность горизонтального перемещения континентов на тысячи километров горизонтальными конвекционными течениями. Для таких перемещений недостаточно и действие силы тяжести. Значительные горизонтальные перемещения земной коры объяснимы обычными геологическими процессами. Распространение животных и растений также объяснимо без дрейфа материков.

В последнее время Бостром (Bostrom, 1971), Кэйн (Kane, 1972) и В.А. Красилов (1974) допускают возможность западного смещения земной коры под действием инерции. Вследствие неоднородности литосфера при этом растрескивается и плиты перемещаются дифференцированно. На это, в частности, указывает более молодой возраст вулканизма на востоке, чем на западе, что связано с прохождением Сибирской плиты над неподвижной "горячей зоной".

По мнению мобилистов, Гималаи, окаймляющие с юга нагорья Центрально-Азиатского орогенного пояса, представляют собой рубеж на месте столкновения Индостанской и Евразийской плит, причем первая "поднырнула" под вторую, затаскивая с собой огромные массы легкого силикатного материала, из-за которого Центрально-Азиатские нагорья и Гималаи вследствие изостазии поднялись высоко. Геосинклиналь же при этом была уничтожена полностью (Bordet, Colchen и др., 1971). Этот рубеж образовался не позже конца мезозоя или в начале палеогена. На самом деле Гималаи представляют собой сводово-глыбовые горы, состоящие почти на три четверти из глыб докембрийского фундамента Индийской плиты, высоко поднятой в неоген-четвертичное время. Тогда же образовались на разновозрастном складчатом основании горные цепи Каракорум, Гиндукуш, Куньлунь, хребты Тибета, Памира, Тянь-Шаня и другие (Петрушевский, 1970, 1973). Гималаи нельзя считать возникшими при столкновении континентов, а поперечные субмеридиональные глубинные разломы и тектонические зоны, секущие геосинклинали, соседние платформы и, возможно, океаны, опровергают мобилистические представления (Кириллова, Петрушевский, 1972; и др.).

Наиболее полно современные сведения по геотектонике обобщил В.Е. Хаин (1973). По его мнению, главным определяющим фактором движения и развития Земли является эндогенное тепло, а основной зоной гравитационного уплотнения и дифференциации ее вещества — граница мантии и ядра. Значительно меньше влияют приливы, вызванные гравитационным воздействием Луны и Солнца. Дифференциация вещества, вероятно, сопровождалась пульсацией объема Земли (с преобладанием сжатия), а ее ротация определила структурный план литосферы. Планетарная сетка глубинных разломов образовалась еще в раннем докембрии в относительно тонкой, твердой и хрупкой литосфере при ее сжатии. Сжатие прерывалось фазами растяжения, когда в зонах глубинных разломов должно было происходить раздвига-

ние, утонение и разрыв земной коры и образование геосинклиналей. Сетка глубинных разломов контролирует распределение теплового потока. Причиной периодичности тектонических движений является периодическое накопление и выделение эндогенного тепла Земли.

В литосфере одновременно существуют зоны сжатия и зоны растяжения (рифтообразования). В ней проявляются первично-вертикальные движения: подъем легкого материала, выплавленного из мантии, и опускание тяжелых остатков, и первично-горизонтальные движения, в частности смещение по сдвигам вследствие вращения Земли. Раздвиги, надвиги, шарьяжи являются вторичными, производными от вертикальных движений, а многие вертикальные перемещения могут быть вторичными от горизонтальных движений. Крупные же горизонтальные смещения глыб литосферы, их механизм пока еще недостаточно изучены. Таким смещениям противоречит постоянство структуры литосферы, особенно планетарной сетки глубинных разломов. При новейшей тектонической активизации молодые платформы и окраины древних вовлекались в повторный орогенез одновременно с геосинклиналями. Конкретный же механизм эпиплатформенного орогенеза не ясен: возникали ли "глубинные складки" вследствие распространения вдоль разогреваемой астеносферы волн поднятий и погружений или же непосредственно из-за тангенциального сжатия? При этом изостазия была регулятором амплитуды вертикальных движений. Е.В. Хаин считает, что "новая глобальная тектоника" является теперь наиболее перспективным направлением в теоретической геотектонике, однако унаследованность структурного плана, несомненно, ограничивает допускаемые горизонтальные перемещения, а существующие закономерности значительно сложнее предполагаемых.

Таким образом, среди ученых и практиков нет единой точки зрения на происхождение и характер новейших движений, омолодивших горные страны. Вероятно, в одних районах возрожденных гор главное значение имели глыбовые движения, а в других — сводовые прерывистые поднятия и опускания, сопровождавшиеся перемещениями по разломам. Глубинные причины возрождения гор, активизации тектонических движений также не ясны.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РОЛЬ ПЛИКАТИВНЫХ И ДИЗЪЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ МОРФОСТРУКТУР

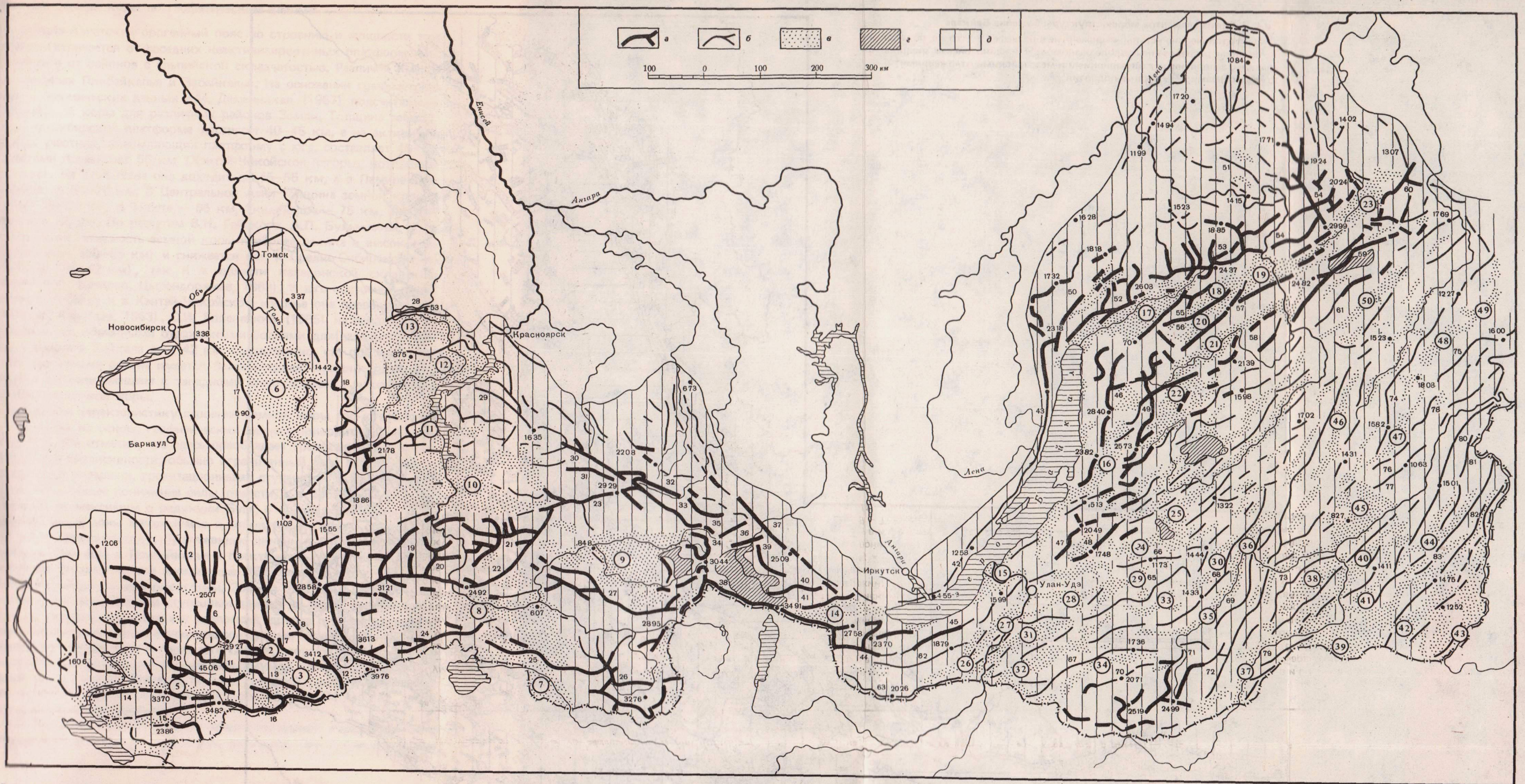
Горы юга Сибири и Забайкалья, как и находящиеся к югу от них горные и равнинные участки, входят в северную часть Центрально-Азиатского орогенного пояса, сжатую между южным краем Сибирского плоскогорья и нагорьями Центральной Азии. Общим для гор юга Сибири является закономерная и последовательная смена в направлении от Сибирского плоскогорья к югу и юго-востоку тектонических структур раннего заложения и консолидации все более молодыми. Эти гор-

ные дуги возникли в результате взаимодействия южного края Сибирской платформы и поясов байкальской, каледонской и герцинской складчатостей.

В поясе байкальской складчатости целиком располагаются нагорья: Восточно-Саянское, Сангилен, Прихубсугульское, Прибайкальское, Становое, Северо-Байкальское и Патомское. Прихубсугульское, Прибайкальское и Становое нагорья входят в Байкальское становое нагорье — в Байкальскую рифтовую подзону (Байкальский свод Е.В. Павловского), — геотектуру третьего порядка. Они сложены преимущественно архейскими глыбами, окруженными складчатым протерозоем (Флоренсов, 1954б; Салоп, 1967). Во впадинах нагорий лежат мощные кайнозойские, а в Усть-Селенгинской, Токкинской и, возможно, в Южно-Байкальской впадинах — также и мезозойские континентальные обломочные отложения. Мощность кайнозойских отложений, по геофизическим данным, в последней впадине достигает 6—7 км, а в Тункинской и Баргузинской котловинах — 2,5—2,8 км (Зорин, 1971, 1973). Древние геоструктуры обычно вытянуты к северо-востоку или субширотно. В поясе каледонской складчатости лежат: Забайкальское среднегорье, Витимское плоскогорье и Олекминский Становик. Они сложены верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими гранитоидами, местами отложениями триаса, среднеюрскими конгломератами, песчаниками, сланцами и т.д., а также эффузивами и туфами разного возраста. В межгорных котловинах залегают мезо-кайнозойские континентальные обломочные отложения. Эти толщи образуют обширный Селенгино-Витимский синклиний, зажатый между Байкальским и Даурским сводами. В его пределах древние структуры — горст-антиклинали и грабен-синклинали вытянуты к северо-востоку или к восток-северо-востоку и в своем распространении зависят от закономерных линейно-групповых пластических деформаций основания, в разной степени усиленных и осложненных зонами обычно одно- или двусторонних краевых разломов (Иванов, 1949; Флоренсов, 1954в, 1960а).

В восточном Забайкалье главными древними структурами пояса герцинской складчатости являются Даурский и Борщовочный антиклинории, сложенные верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими гранитоидами, нижне- и среднепалеозойскими песчаниками, кристаллическими сланцами и т.д. (Арсеньев и др., 1958). В редких малых котловинах имеются мезозойские конгломераты и песчаники. Они окаймлены и раздроблены разломами, секущими также горные хребты.

Особенности орографии гор юга Сибири и Забайкалья детально описываются во многих работах (Флоренсов, 1960а; Воскресенский, 1962; Равский, 1972; Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974; и др.). Поэтому в настоящей монографии мы не даем подробное описание орографии этого района и ограничимся лишь орографической схемой (рис. 1, см. вкл.). При составлении этой схемы водораздельные гребни горных хребтов выделялись по их наиболее высоким участкам. На ней отчетливо выражены главные положительные и отрицательные морфоструктуры — горные хребты и котловины.



Р и с. 1. Орографическая схема гор юга Сибири и Забайкалья.

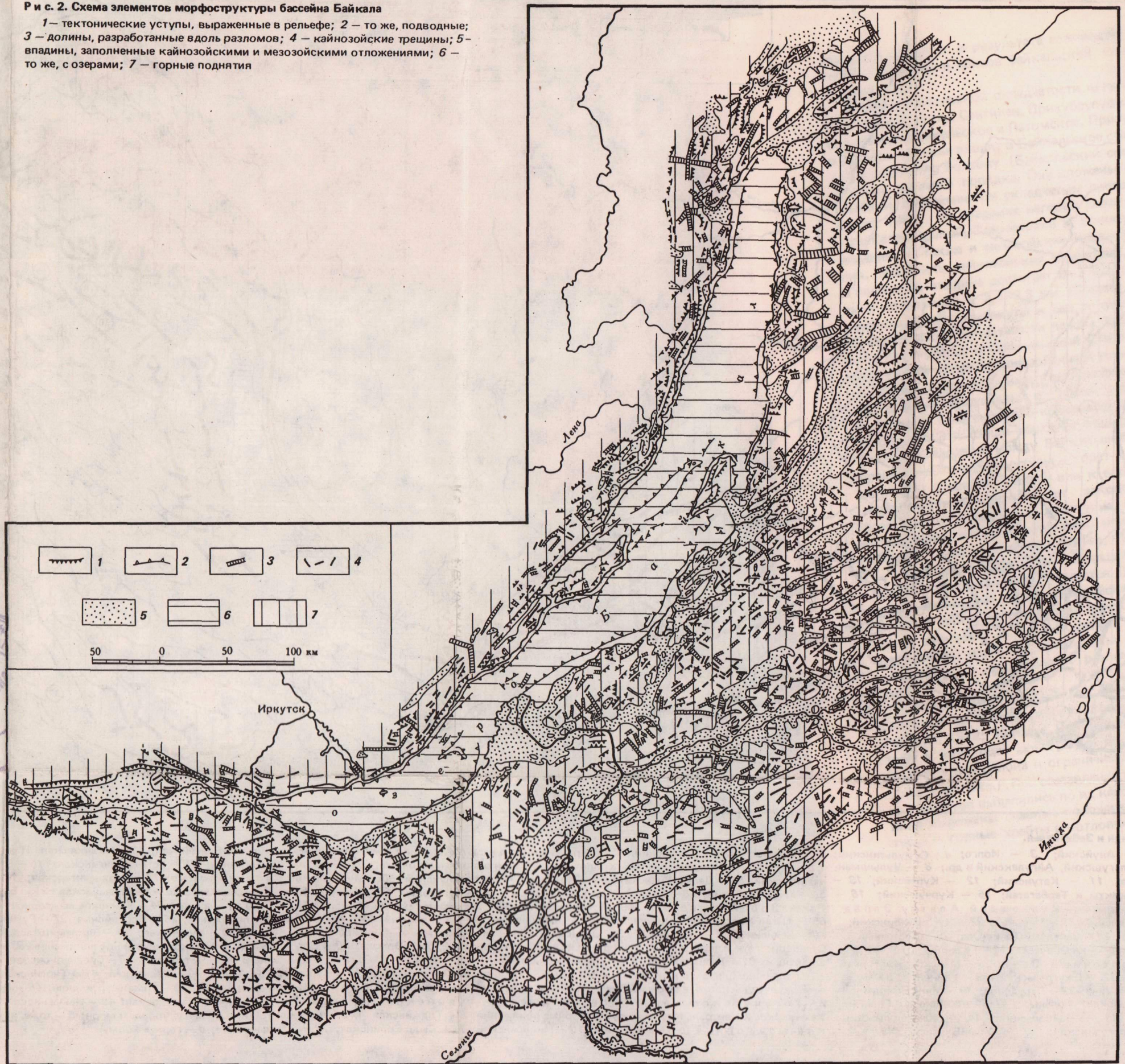
Алтай: 1 — Бачелакский; 2 — Ануйский; 3 — Иолго; 4 — Сумультинский; 5 — Холзун; 6 — Теректинский; 7 — Айлагушский, Айгулакский и др.; 8 — Чулышманский; 9 — Шапшальский; 10 — Листвяга; 11 — Катунский; 12 — Курайский; 13 — Южно-Чуйский; 14 — Нарымский, Сарымсакты и Тарбагатай; 15 — Курчумский; 16 — Южный Алтай. 17 — Салаирский кряж; 18 — Кузнецкий Алатау. Западный Саян: 19 — Джебашский; 20 — Саянский; 21 — Мирской; 22 — Куртушибинский; 23 — Тазарама. Тувинское нагорье: 24 — Западный Танну-Ола; 25 — Восточный Танну-Ола; 26 — нагорье Сангилен; 27 — Академика Обручева. Минусинское межгорное понижение: 28 — Арга. Восточный Саян: 29 — Манское Белогорье; 30 — Канское Белогорье; 31 — Тагульский; 32 — Джуглымский; 33 — Удинский; 34 — Большой Саян; 35 — Окинский; 36 — Кропоткина; 37 — Передовой; 38 — Мунку-Сардык; 39 — Бельские Гольцы; 40 — Китойские Гольцы; 41 — Тункинские Гольцы. Прибайкалье: 42 — Приморский; 43 — Байкальский; 44 — Хангарульский; 45 — Большой Хамар-Дабан; 46 — Баргузинский; 47 — Улан-Бургасы; 48 —

Курбинский; 49 — Икатский. Северо-Байкальское и Патомское нагорья: 50 — Унгдар; 51 — Кропоткина. Становое нагорье: 52 — Верхнеангарский; 53 — Делюн-Уранский; 54 — Кодар; 55 — Северо-Муйский; 56 — Муйканский; 57 — Южно-Муйский; 58 — Бабанты (Ципинские горы); 59 — Каларский; 60 — Удокан; 61 — Янкан. Забайкалье: 62 — Малый Хамар-Дабан; 63 — Джиндинский; 64 — Цаган-Дабан; 65 — Цаган-Хуртэй; 66 — Худунский; 67 — Малханский; 68 — Яблоновый; 69 — Черского; 70 — Асинский; 71 — Даурский; 72 — Ононский; 73 — Моготуйский; 74 — Тунгирский; 75 — Становой; 76 — Алеурский; 77 — Шилкинский; 78 — Амазарский; 79 — Эрмана; 80 — Борщовочный; 81 — Газимурский; 82 — Урюмканский; 83 — Нерчинский. Котловины (цифры в кружках): Алтай: 1 — Уймонская; 2 — Курайская; 3 — Чуйская; 4 — Джулукульская; 5 — Нарымо-Бухтарминское межгорное понижение; 6 — Кузнецкая; 7 — Убсунурское межгорное понижение. Тувинское нагорье: 8 — Хемчикское и Центральнотувинское межгорные понижения; 9 — Тоджинская. Минусинское межгорное понижение: 10 — Минусинская; 11 — Сыдо-Ербинская; 12 —

Чулымно-Енисейская; 13 — Назаровская. Прибайкалье: 14 — Тункинское межгорное понижение; 15 — Усть-Селенгинская; 16 — Баргузинское межгорное понижение. Становое нагорье: 17 — Верхнеангарская; 18 — Муйканская; 19 — Нижнемуйская (Муйско-Куандинская); 20 — Верхнемуйская; 21 — Баунтовская; 22 — Ципиканская; 23 — Чарская. Забайкалье: 24 — Удинское межгорное понижение; 25 — Холой-Еравнинское межгорное понижение; 26 — Боргойская; 27 — Гусиноозерское межгорное понижение; 28 — Брянская; 29 — Худунская; 30 — Беклемишевская; 31 — Тугнуйское межгорное понижение; 32 — Чикой-Хилокское межгорное понижение; 33 — Хилокская; 34 — Чикойская; 35 — Ингодинская; 36 — Читинская; 37 — Среднеононская; 38 — Агинское межгорное понижение; 39 — Торейская; 40 — Ундинская; 41 — Тургинская; 42 — Урулюнгульская; 43 — Аргунская; 44 — Газимурская; 45 — Нижнеерчинская; 46 — Нерчинское межгорное понижение; 47 — Ксеньевская; 48 — Тунгирская; 49 — Ненюгинская; 50 — Калаканская. а — горные хребты выше 1800–2000 м над уровнем моря; б — тоже, ниже 1800–2000 м; в — котловины; г — лавовые плато; д — горы и холмы

Р и с. 2. Схема элементов морфоструктуры бассейна Байкала

1 — тектонические уступы, выраженные в рельефе; 2 — то же, подводные; 3 — долины, разработанные вдоль разломов; 4 — кайнозойские трещины; 5 — впадины, заполненные кайнозойскими и мезозойскими отложениями; 6 — то же, с озерами; 7 — горные поднятия



Строение земной коры по геофизическим данным

Центрально-Азиатский орогенный пояс по строению и мощности земной коры отличается от соседних неактивизированных платформенных участков и от районов с альпийской складчатостью. Различия имеются и в пределах Прибайкалья и Забайкалья. На основании гравиметрических и сейсмических данных Р.М. Деменецкая (1967) подсчитала мощность земной коры для различных районов Земли. Толщина земной коры на Сибирской платформе достигает 40–45 км, а на активизированных участках, окаймляющих платформу с юга, составляет 45–50 км и местами превышает 55 км (Хэнтэй-Чикойское нагорье, котловины Байкала). На Тянь-Шане она доходит до 45–55 км, а в Памире увеличивается до 55–70 км. В Центральной Азии толщина земной коры достигает 55–60 км, в Тибете — 65 км, Гиндукуше — 75 км, а в Гималаях — 80 км. По расчетам В.Н. Гайского, А.П. Бульмасова, Ц.Ц. Цырендоржиева, мощность земной коры наиболее велика в высокогорье Прибайкалья (50–55 км) и снижается как к Средне-Сибирскому плоскогорью (38–42 км), так и в области каледонской складчатости (44–48 км) (Очиров, Цырендоржиев, 1963). В юго-восточной части Восточного Саяна и в Хэнтэй-Чикойском нагорье она превышает 50 км (Фотиади, Каратаев, 1963). С.И. Голенецкий (1965) на основании наблюдений над обменными отраженными волнами для западного побережья среднего Байкала дает 42 км. Существенно, что под наиболее высокими горами района имеется более мощная земная кора, при этом впадина Байкала смещена к западному краю полосы с максимальной мощностью земной коры.

Детальную характеристику строения земной коры гор юга Сибири и Забайкалья на основе геофизических данных приводит Ф.С. Моисеенко (1969). Он отметил, что здесь преобладает гравитационный минимум разной интенсивности, обычно ограниченный, как и осложняющие его крупные аномалии, гравитационными ступенями. В Прибайкалье наблюдается общее понижение силы тяжести, а в Забайкалье — относительный ее максимум в редукции Буге, в пределах которого имеются гравитационные зоны максимумов и минимумов второго порядка, вытянутые к северо-востоку. Протяженные линейные аномалии немногочисленны. Они есть в Прибайкалье и практически отсутствуют в юго-восточном Забайкалье, где аномальные зоны силы тяжести в плане обычно изометричны или округлены. Зоны и отдельные аномалии ограничены гравитационными ступенями длиной до сотен километров. Часть их линейна, приурочена к разломам; другие в плане извилисты и не обнаруживают связи с приповерхностными геологическими границами. Магнитное поле в горах юга Сибири сложное. Сильно дифференцированные зоны значительных максимумов находятся в юго-западной части Рудного Алтая, а также в северной Туве, на Окинском плоскогорье, в районе Тункинской котловины и р. Витим, где связаны с излияниями базальтов.

Ф.С. Моисеенко (1969) считает мощность земной коры очень мало зависящей от древних тектонических движений. Она пропорциональна

амплитуде новейших тектонических движений, которые связаны с притоком базальта из подкорового слоя. Земная кора состоит из "гранитного", "диоритового" и "базальтового" слоев. Изменения мощности земной коры обусловлены главным образом распределением базальтов. В более поздней работе Ф.С. Моисеенко (1971) выделяет вулканогенно-осадочный, "гранитный", "диоритовый" и "базальтовый" слои мощностью соответственно в 0—10, 0—15, 5—25 и 15—40 км. Мощности земной коры и ее "гранитного" слоя не связаны. Повышенная мощность "гранитного" слоя наблюдается как в районах с уменьшенной мощностью земной коры (Горная Шория, Кузнецкий Алатау, Восточное Забайкалье), так и с большой (Горный Алтай, Витимское нагорье). Наименьшая толщина "гранитного" слоя отмечается в Восточном Саяне, где мощность земной коры значительная. Особенно велик разброс значений мощности "гранитного" слоя на Алтае, в Горной Шории, Кузнецком Алатау, Забайкалье и Прибайкалье. "Дiorитовый" слой мощнее на Алтае и в Восточном Саяне. Он утолщен в прогибах у некоторых антиклинорий (например, сводов Забайкалья) и у краев тектонических зон вблизи крупных глубинных разломов. "Базальтовый" слой постепенно утолщается к востоку, а в Забайкалье — с юга на север. Его мощность прямо пропорциональна возрасту геоструктур и наибольшей величины достигает под архейской Чарской глыбой и в Туве (75 км). Под байкалидами Байкала, в бассейне Уды, в низовьях Селенги, под Баргузинским хребтом и соседними районами его мощность составляет 28—30 км, а под мезозоидами юго-восточного Забайкалья — 26—28 км. Она минимальна под Становым хребтом и Онон-Ингодинским междуречьем — 20—25 км и в бассейне р. Ципа — 25 км.

По мнению Ф.С. Моисеенко, утонения "базальтового" слоя приурочены к древним синклиналиям, а утолщения — к древним антиклиналям. Локальные изменения мощности "базальтового" слоя плохо увязываются с отдельными элементами докайнозойской структуры. Они не отражены и в мощности земной коры в целом. Соотношения рельефа поверхности "базальтового" слоя с земной поверхностью очень сложны и не однотипны. Мощность земной коры и рельеф подкоровой поверхности в Прибайкалье и Забайкалье не зависят от тектонической зональности, и главные утолщения и утонения земной коры секут тектонические зоны. Распределение масс "гранитного" слоя мозаично, как и интрузивов, и несогласно по отношению к тектоническим структурам вулканических, осадочных и метаморфических толщ. В рельефе кровли "диоритового" слоя как будто отражаются некоторые хребты и впадины, но обычно отчетливого соответствия между наземным рельефом и рельефом кровли "диоритового" слоя не наблюдается. Мощность его в большинстве случаев также не коррелируется с наземным рельефом, но иногда намечается пространственное соответствие хребтов и впадин утолщениями или утонениями этого слоя. То же самое относится и к "гранитному" слою. Распределение масс в слоях земной коры Прибайкалья и Забайкалья отражает геосинклинальный этап развития и мало изменено в последующее время (Моисеенко, 1969).

Данные геофизических наблюдений в Прибайкалье и Забайкалье наиболее полно использованы Ю.А. Зориным (1971) для выявления основных черт глубинного строения и механизма образования новейших геоструктур. Он более детально, чем другие исследователи, проанализировал гравитационное поле, создал новые топографо-изостатические поправки, вычислил их с помощью ЭВМ, использовал геологические и некоторые геоморфологические материалы. Определенные им мощности земной коры в основном близки к вычисленным другими исследователями, но в отличие от них Ю.А. Зорин (1973) рассчитал, что мощность земной коры под впадинами байкальского типа составляет 30–35 км, а под Байкальским сводом, судя по сейсмическим данным, не более 38–40 км, что значительно меньше, чем считалось раньше. Он полагает, что под Байкалом избыток "топографических масс" уравновешен разуплотненным веществом и нет "корня", о чем свидетельствуют гравиметрические и сейсмические данные. Под крупными впадинами могут быть "антикорни", которые относительно малы, а поверхность раздела Мохоровичича поднята – утонена кристаллическая часть земной коры. Ю.А. Зорин условно принял, что на долю компенсирующего влияния поднятия раздела Мохоровичича и на уменьшение плотности верхней мантии приходится по 50% и что эта плотность, по сравнению с Сибирской платформой и Забайкальским среднегорьем, здесь уменьшена на 0,10–0,15 г/см². Предполагается также, что основная часть положительных аномальных масс, частично компенсирующих отрицательную аномалию, обусловленную кайнозойскими отложениями, шире впадины Байкала и лежит на глубине 25–40 км (Зорин, 1973).

В Забайкалье, по аналогии с другими подобными районами, региональные аномалии в редукции Буге в основном обусловлены глубиной залегания раздела Мохоровичича (Зорин, 1971). Изостатическое равновесие в Забайкалье нарушено, но отклонения мощности земной коры от значений при равновесии не больше 1,5–2,0 км. По расчетам Ю.А. Зорина, мощность земной коры здесь составляет: под Даурским сводом – 47 км, под Удино-Газимурским поднятием и Олекминским Становиком – 44 км, а под Витимо-Селенгинским, Агинским, Пришилкинским и Приаргунским прогибами – 38–41 км. Однако под впадинами забайкальского типа мощность земной коры в точности не известна. Возможно, под ними находятся поднятия раздела Мохоровичича. По гравиметрии это проверить нельзя, так как большие изменения происходят под влиянием плотностных неоднородностей земной коры.

Детальные геофизические исследования проводились в районе Байкала, геофизические профили пересекают также часть Сибирской платформы и Забайкальское среднегорье (Забайкальская область умеренного горообразования по Ю.А. Зорину, 1971). На основании глубинных сейсмических исследований со станции "Земля" под дельтой Селенги в Байкальской впадине мощность земной коры определена в 35–36 км, северо-восточнее дельты – 38–40 км, под северо-восточной частью хр. Хамар-Дабан – 50 км. На Сибирской платформе уста-

новлены глубины разделов: Мохоровичича — 38—42 км, Конрада — 20—22 км и внутри "гранитного" слоя — 10—12 км. Восточнее Байкала обнаружена отражающая граница на глубине 10—12 км, поднимающаяся у озера. Однако Ю.А. Зорин (1971) полагал, что данных геофизических исследований пока недостаточно для построения схемы рельефа раздела Конрада (неясно, какую из внутрикоровых границ принять за этот раздел) и нельзя разделить "гранитный" слой на "собственно гранитный" и "диоритовый", как это сделал Ф.С. Моисеенко.

В результате глубинного сейсмического зондирования обнаружена пониженная пограничная скорость на разделе Мохоровичича под Байкальским рифтом в $7,75 \pm 0,15$ км/сек (Крылов и др., 1970). Такая пониженная скорость на этом разделе наблюдается во всех рифтах Земли. Кроме того, магнитно-теллурическим зондированием обнаружены в верхней мантии два слоя повышенной электропроводимости. Из них второй лежит на глубине; под Байкалом — около 30 км, у его восточного берега — до 40 км, в районе Верхоленска — до 60 км, в районе Жигалово — 90 км и в Иркутском амфитеатре — 120 км (Булмасов и др., 1968). Поверхность этого слоя приблизительно соответствует изотерме $1000\text{--}1100^\circ\text{C}$, и, следовательно, верхняя мантия и кора наиболее разогреты под Байкалом, меньше в Забайкальском среднегорье и еще меньше — на Сибирской платформе (Ваньян, Харин, 1967). Это подтверждают обнаруженные в районе Байкала аномально высокие значения теплового потока (Любимова, 1968), а также данные магнитовариационных и магнитотеллурических зондирований (Зорин, 1969). Область в верхней мантии с аномально низкой скоростью упругих волн в несколько раз шире Байкальского рифта. Она, кроме Прибайкалья, занимает западное Забайкалье, почти до Читы (Крылов и др., 1972).

Наблюдения над полями смещения в продольных и поперечных сейсмических волнах показали, что в Прибайкалье действуют рельефообразующие, почти горизонтальные растягивающие усилия, ориентированные перпендикулярно к геологическим структурам, а в юго-западном Прибайкалье, Восточном Саяне, Танну-Ола, Монголии, Гималаях — сжатие, но тоже поперечное. Для Забайкалья вероятно сжатие. Второстепенное главное напряжение в Прибайкалье и соседних районах ориентировано вертикально, а в океанических рифтах — горизонтально. Оси промежуточных напряжений, по которым не происходит смещения, ориентированы в очагах Прибайкалья вдоль структур, а в океанических рифтах — вертикально, т.е. поля напряжений в рифтах Байкальском и океанических различны (Мишарина, 1967).

На основании материалов, полученных при геофизических наблюдениях, Ю.А. Зорин (1971) пришел к выводу, что в Байкальском рифте и в Забайкальском среднегорье верхняя мантия не имеет эцлогитового состава: на разделе Мохоровичича происходит не фазовый переход, а изменение химического состава вещества: состав верхней мантии близок к перидотиту, как это считает и В.В. Белоусов (1966). Однако под Сибирской платформой, вероятно, имеются крупные линзы эцлогита. По мнению Ю.А. Зорина, поверхность второго слоя повышенной

электропроводимости соответствует кровле астеносферы, которая под Байкальским рифтом располагается непосредственно под земной корой, а под Забайкальским среднегорьем и особенно Сибирской платформой значительно глубже ее. Он также отмечает, что интенсивность тектонических движений прямо пропорциональна разогреву мантии под корой и обратно пропорциональна толщине литосферы.

Значение пластичных и разрывных нарушений в формировании морфоструктур

Новейшие геоструктуры выражены в рельефе преимущественно прямо и образуют самые крупные морфоструктуры. Древние геоструктуры редко выражены в рельефе прямо. Обычно наблюдается несогласие между докембрийскими и палеозойскими структурами, мезо-кайнозойскими складкоподобными формами и самыми молодыми формами рельефа, возникшими в результате перемещений по разломам. Такое несогласие в рельефе часто выражено кулисовидным или эшалонированным расположением отдельных горных массивов, составляющих неотектоническое поднятие, геометрическая ось которого пересекает древние геоструктуры. Водораздельные гребни хребтов лишь иногда совпадают с ядрами древних антиклиналей и глыб, но обычно горные хребты включают обломки последних, срезанных по простирацию и сопровождающихся зонами милонитов и тектонических брекчий. Иногда ядра антиклиналей располагаются на склонах хребтов или во впадинах (Флоренсов, 1959б). В Восточно-Саяно-Байкальском нагорье горные хребты в целом совпадают с направлениями главных тектонических дуг, а их водораздельные гребни местами на большом протяжении соответствуют простираанию слоев древних горных пород и геоструктур. Несмотря на существенное значение этих геоструктур в формировании кайнозойского и современного рельефа, последний нигде не отражает их полностью.

Позднемезозойские морфоструктуры часто совпадают с современными (например, многие котловины и горные хребты Забайкалья и Хэн-тэй-Чикойское нагорье в целом). Иногда же мезозойские котловины, особенно в Прибайкалье, вовлекаются в дифференцированные новейшие поднятия и оказываются на вершинах гор (хр. Кодар Станового нагорья, Тункинские Гольцы) или же на склонах (хр. Хамар-Дабан у Посольска, хр. Приморский у с. Коты и с. Листвянка) (Флоренсов, 1959б). Значительные новейшие вертикальные перемещения испытали морфоструктуры и отложения неогена. Они опущены во впадинах (в Тункинской на 1500 м и в дельте Селенги на 1800 м и больше ниже уровня моря) или же высоко подняты в горах (Китойские и Тункинские Гольцы, хр. Хамар-Дабан, хр. Удокан).

Горы Центрально-Азиатского орогенного пояса являются по существу сводово-складчато-глыбовыми (Хаин, 1958, 1960, 1973), причем особенно большое значение при их образовании имели разрывные деформации в осадочном чехле и в кристаллическом фундаменте повышенной хрупкости. При этом в верхней части земной коры в Забай-

калье преобладали пологие сводообразные деформации, складки большого радиуса, в разной степени осложненные перемещениями по разломам, а в Прибайкалье — дизъюнктивные дислокации, образование горстов и грабенов.

Развитие геоструктур предопределено, но не полностью, активизацией глубинных разломов, их зонами-линеаментами, например, Главного Саянского, Байкальского (Обручевского), зон глубинных разломов Монголо-Охотских — Желтуринского, Северо-Заганского и Кижингинского; Хангайского; Хилокского и многих других, прослеживаемых на сотни и тысячи километров (Нагибина, 1962). Зоны разломов существуют не в виде непрерывных полос, а состоят из более коротких кулисообразно расположенных субпараллельных нарушений, которые занимают полосы шириной до 20—25 км. Такие разломы окаймляют горные хребты. С ними связаны уступы и крутые скаты (высота до 1000 м и больше). Вдоль зон глубинных разломов развиты цепочки межгорных котловин.

Глубинные разломы заложены в палеозое, некоторые еще раньше. Многие из них оживали в мезозое и кайнозое и способствовали, как ослабленная зона земной коры, образованию молодых разломов, но не предопределяли место их заложения (Сейсмогеология, 1968). Молодые разрывы располагались вдоль или под острым углом к ним или же возникали рядом на новом месте, но тоже вдоль простирающихся геоструктур.

Имеются и поперечные разломы с вертикальными и горизонтальными смещениями и без них, обычно выраженные в рельефе хуже продольных. По некоторым из них происходили вертикальные блоковые перемещения, выраженные в рельефе уступами, по другим их не было, и разломы в рельефе отмечены расположенными на одной линии прямыми участками речных долин, седловин и т.д.

Особенно большое значение при формировании современных горных хребтов и котловин имели новейшие дифференцированные перемещения по молодым разломам. При равных условиях, наибольшие амплитуды вертикальных перемещений, наиболее высокие горы и самые глубокие котловины образовались в местах пересечения разнонаправленных разломов с вертикальными перемещениями по ним одного знака. Большое влияние на снижение высоты оказывали выступы Сибирской платформы. Так, например, южнее ее Иркутского клина на Хамар-Дабане возникло низкогорье, окаймленное с запада и востока средними горами. Это понижение продолжается к югу в низовьях Селенги, Орхона, Харагола и отделяет Хангай от Хэнтзя (Флоренсов, 1959б). Наиболее низки горы в истоках Ангары. Аналогичное понижение существует в Восточном Забайкалье, где с юга вдается Агинская глыба.

Вполне очевидна огромная роль вертикальных перемещений блоков при формировании новых и новейших гео- и формоструктур. Менее ясно значение субгоризонтальных смещений, сдвиговых деформаций, обычно недостаточно выраженных в рельефе, слабо изученных в геологическом отношении и во многих случаях предполагаемых. Разорван-

ные формы рельефа со сдвигами сравнительно редки и амплитуды этих смещений обычно достигают нескольких метров или нескольких десятков метров. Обнаружены существенные современные сдвиги, возникшие во время землетрясений, например в Удоканском хребте (Солоненко, 1964: Живая тектоника., 1966). Многие сдвиги можно предполагать по кулисообразному размещению участков главных разломов и по наличию отходящих от них под острым углом мелких кулисных оперяющих трещин и складок. В центральном Забайкалье сдвиги зафиксированы смещенными в одном и том же направлении частями горных хребтов и котловин. Таковы, например, сдвиги Нижне-Чикойский, Баялгинский и Арейский (Сизых, 1966). Особый интерес представляет Верхне-Хилокский сдвиг. Эти сдвиги участков мезо-кайнозойских котловин по поперечным разломам хорошо видны на космических снимках.

В последнее время собрано много сведений об интенсивных сдвигах, подтверждаемых геологическими данными. Еще С.В. Обручев (1942) показал на тектонической схеме крупный сдвиг вдоль северного борта Тункинской впадины. На значительные сдвиги в Забайкалье указал Н.А. Флоренсов (1954б). Большое участие горизонтальных смещений отметил М.Г. Гросвальд (1965). Для бассейна Байкала сведения о сдвигах и о характерных для них формах рельефа обобщил В.В. Ламакин (1968).

Роль сдвигов в создании молодых и современных гео- и морфоструктур некоторыми исследователями сильно преувеличена. Так, сдвиги — "Поперечно-Байкальский пояс разломов" и другие выделены В.В. Ламакиным (1963в, 1968 и др.), по мнению В.П. Солоненко, С.Д. Хилко (Сейсмотектоника ..., 1968) и Ю.А. Зорина (Солоненко, Зорин, 1969), необоснованно, так как в Прибайкалье нет никаких прямых геологических признаков сдвигов большой амплитуды. Путаницу могут внести неправильно понятые результаты магнитометрической съемки. Сейсмогенные движения по сбросам Байкальского рифта являются взбросо-сбросо-сдвигами с преобладающей сбросовой составляющей: инструментальные и сейсмо-геологические исследования указывают на то, что амплитуда вертикальных перемещений по разломам в 3—4 раза больше сдвигов, которые вряд ли превышали за неотектонический этап 1,5—2 км (Сейсмотектоника., 1968; Байкальский рифт, 1968).

При возникновении горных хребтов и котловин большое значение имели не только северо-восточные и субширотные дизъюнктивные нарушения и геоструктуры, но также северо-западные и субмеридиональные. Последние геоструктуры и связанные с ними меридиональные горные хребты и котловины особенно хорошо выражены в рельефе Прихубсугульского нагорья (Дархатская, Хубсугульская и другие котловины, меридиональная часть долины р. Ури-гол). В этом же направлении простираются некоторые разломы в нижнем течении Селенги, с которыми связаны наиболее глубокие котловины Гусиноозерского межгорного понижения и прямые ущелья Селенги, Хилка и Чикоя. Меридионально простираются некоторые сбросы в низовьях Кижинги,

сдвиги в центральном и восточном Забайкалье, а также Мишихинский сброс, отделяющий поднятую западную часть хр. Большой Хамар-Дабан от опущенной восточной.

Кайнозойские впадины в плане имеют угловатые с прямолинейными участками очертания, обусловленные пересечением систем коротких и прямых разломов, что особенно хорошо видно на аэрофотоснимках. Разломы делают межгорные понижения на котловины и межкотловинные перемычки, часто ступенчатые. Межкотловинные поднятия и менее глубокие участки котловин обычно приурочены к горстам, ответвляющимся от окружающих гор. Самые глубокие котловины лежат на пересечении систем разломов (Баргузинское межгорное понижение, нижнее течение Селенги). Аналогичное явление наблюдается и у горных хребтов: наиболее высокие участки часто совпадают не только с выходами плотных горных пород, но и с пересечениями различного простираения и разного порядка положительных структур.

Интересной особенностью морфоструктур и их элементов, связанных с разломами, является переход по простираению одних форм в другие. Так, например, котловины-грабены, оканчиваясь, суживаются или расщепляются на более узкие грабены и переходят в такие же узкие долины, возникшие вдоль разломов, в неотектонические уступы, сложные или одиночные, трещины и их системы. Эти котловины иногда выклиниваются и замещаются другими, расположенными кулисообразно по отношению к ним. Окончания горных хребтов также часто разветвляются или распадаются на отдельные горные массивы и глыбы. В них вклиниваются узкие котловины, окаймляющие сбросовые уступы сближаются, переходят в трещины, меняют свой знак, падение и т.д. Во всех морфоструктурах, вне зависимости от их порядка и величины, это явление наблюдается в разных проявлениях и сочетаниях. Такие закономерности отчетливо видны даже на мелкомасштабной карте (рис. 2, см. вкл. стр. 17).

Новейшие тектонические формы рельефа и их элементы занимают довольно широкие полосы. Тектонические уступы обычно образованы из расположенных кулисами многих параллельных низких уступов и трещин. Даже самые крупные окаймляющие сбросовые уступы состоят из разной длины коротких разломов или ступенчатых сбросов, каждый из которых имеет относительно малую величину вертикальных перемещений. Из этих величин для всей сбросовой зоны складываются значительные амплитуды, до 2—3 км и больше. Вероятно, перемещения тектонических макроступеней сопутствуют малые передвижки микроступеней, происходящие по границам тонких пластин горных пород. При больших амплитудах вертикальных перемещений такого характера по крупным разломам, в толще "жестких" кристаллических горных пород (гранитов, гнейсов и др.) и при одновременном воздействии денудационных процессов возникли морфоструктуры — глыбы, часто наклоненные в одну сторону. При малых вертикальных перемещениях по отдельным многочисленным трещинам во многих случаях образуются крупные сводообразные формы рельефа. При сочетании в одной морфоструктуре продольных полос разломов с разной

интенсивностью вертикальных перемещений создаются более сложные, иногда асимметричные формы.

Описанные явления наблюдаются повсюду, однако кроме них в Прибайкалье и Забайкалье существуют изгибовые деформации большого радиуса, которые сопровождаются разрывами (Флоренсов, 1960а). В различных пластичных горных породах иногда наблюдаются малые неотектонические пликативные нарушения или брахиструктуры, выраженные в рельефе. Но эти структуры обычно обусловлены вертикальными перемещениями глыб, лежащих в глубине "жестких" горных пород. Это наблюдается, например, в третичных отложениях южного побережья Байкала. Многие геологи сомневаются в существовании малых кайнозойских сводов и прогибов. Их признавали В.В. Ламакин (1952а,б) и Н.А. Флоренсов (1960а).

Сейсмогенные образования хорошо изучены в Прибайкалье и в Становом нагорье и представлены свежими уступами, высотой до 5—15 м и больше, ступенями, трещинами сжатия с валами-кратовинами или без них, трещинами растяжения, закрытыми и зияющими до рвов (глубина до 15 м, ширина до 50 м), провальными воронками. Широко распространены также клинья — грабены (сбросо-обвалы) со ступенчатым рельефом, сейсмокупольные структуры и валы, обвальные конусы, оползни-обвалы с валами выпирания, сейсмогенные оползни, отсевшие при землетрясениях клинья на склонах и т.д.

Эти формы рельефа, особенно уступы и трещины, образуют сейсмогенные структуры, которые тянутся иногда на десятки километров и больше. Их наличие свидетельствует о сравнительно недавних девятибалльных и более сильных землетрясениях (Флоренсов, 1960б; Хромовских, 1965, 1967; Живая тектоника., 1966; Инженерная геология., 1968; Сейсмотектоника., 1968; и др.). Имеются они и в других районах гор юга Сибири, где пока недостаточно изучены.

Наличие сейсмогенных уступов позволяет предположить, что дифференцированные движения по разломам происходили скачками во время особенно сильных землетрясений и неотектонические уступы по существу являются сейсмотектоническими и представляют собой результат множества сейсмических толчков, проявившихся в течение большого промежутка времени.

Мезозойские и более древние вулканические отложения имеют лишь породообразующее значение. Кайнозойские вулканогенные образования, по сравнению с тектогенными, в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса обычно относительно слабо моделируют морфоструктуры. Исключение составляют лавовые плато Окинское, на Хамар-Дабане, Еравнинское, Витимское, Удоканское и другие, которые, хотя и образуют крупные морфоструктуры, но по сравнению с неотектоническими структурами представляют второстепенные формы земной поверхности. Сравнительно небольшими элементами морфоструктуры являются различные вулканические сооружения — лавовые потоки, конусы вулканов и т.д. Третичные вулканогенные образования и подстилающий их рельеф, особенно Окинское плоскогорье, Хамар-Дабан

на и Витимского плоскогорья, подробно описаны в работах М.Е. Медведева (1968), в монографии "Нагорья Прибайкалья и Забайкалья" (1974) и в других работах. Наиболее интересные позднеплейстоценовые — голоценовые потухшие вулканы описаны ниже.

ВУЛКАНОГЕННАЯ МОРФОСТРУКТУРА

Кайнозойские вулканогенные образования Забайкалья и Прибайкалья принадлежат вулканическому полю, включающему северную и восточную части Монголии и северный Китай. Они вытянуты полосами субпараллельно Байкальскому своду и проникают в его пределы на юго-западном и северо-восточном концах. Вулканогенные формы рельефа представлены довольно большими лавовыми плато и потоками с низкими вулканами и без них. На поверхности лавы, на месте лопнувших "пузырей" и осевших участков кровли, над пустотами в ней имеются небольшие гряды и котловины. На юго-западе третичные базальты покрывают Окинское плоскогорье. В Тункинской котловине они лежат на дне и по обе стороны от нее — на вершинах гор (Тункинские и Китайские Гольцы, Хамар-Дабан). Юго-восточнее и восточнее Байкальского свода кайнозойские лавы встречаются в бассейне Джиды, в районе Еравнинских озер, на Центральном Витимском плоскогорье, а также на Удоканском плоскогорье и в других местах. В этих районах вулканогенные образования имеют существенное рельефообразующее значение.

За последние годы наиболее детально изучены вулканогенные образования бассейна Джиды, Хамар-Дабана, Восточного Саяна, а также северо-восточной части Станового нагорья (Живая тектоника., 1966; Антощенко-Оленев, 1972, 1975; Шерман и др., 1973). Результаты этих исследований вулканогенной морфоструктуры подробно изложены Н.А. Логачевым (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974). Останцы базальтовых плато и домиоценового выровненного рельефа показаны и на наших картах Восточного Саяна (Олюнин, 1965б).

М.Е. Медведевым (Шерман, Медведев и др., 1973) при анализе и совмещении реконструированных доорогенного подбазальтового рельефа и базальтовых покровов выяснено, что последние группируются в Восточно-Саянской и Хамар-Дабан-Хубсугульской вулканических областях, разделенных Тункинскими Гольцами и хр. Мунку-Сардык. Лавы заполняют депрессии доорогенного рельефа (мощность базальтов до 500 м и больше), и размещение очагов вулканической деятельности зависит от положения зон высокой магматической проницаемости. В Центрально-Хамардабанском вулканическом районе третичные базальты излились главным образом через субширотные трещины центральной части Хамардабанского свода. На поверхности базальтового плато тогда существовали также мелкие конусы вулканов, экструзивные купола (Маргасанская Сопка, по М.Е. Медведеву) и, возможно, одиночные щитовые вулканы (Тумусунский вулкан).

На новейшем этапе горообразования вулканические плато были высоко подняты по разломам (например, хр. Мунку-Сардык более чем

на 3000 м), подверглись местами раздроблению и своеобразным деформациям и были сильно и глубоко расчленены речными долинами. Захороненная под базальтами речная сеть доорогенного этапа развития рельефа была коренным образом перестроена. В позднем эоплейстоцене в некоторых районах (Хамар-Дабан, возможно, юго-восточная часть Восточного Саяна) вулканизм почти полностью прекратился, а в других районах возникли новые очаги, например долинные базальтовые потоки в бассейне Джиды и Удоканское базальт-трахитовое плато. В результате многочисленных излияний лав мощность отложений Удоканского плато достигла нескольких сотен метров, а его общая площадь приблизилась к 2500 км². Это плато разбито разломами на блоки, которые приподняты или опущены относительно друг друга на несколько сотен метров. На поверхности плато располагаются плейстоцен-голоценовые вулканы.

Кайнозойские эффузивы приурочены к отрицательным формам неогенового и четвертичного рельефа — к обширным прогибам большого радиуса, что характерно для юга Прибайкалья и Витимского плоскогорья. Часть их располагается в зоне растяжения земной коры на выпуклых сторонах перегибов — резких поворотов Байкальского горного пояса против выступов Сибирской платформы (Флоренсов, 1960а). Предполагают, что третичные лавы изливались преимущественно из трещин, а четвертичные — из вулканических аппаратов центрального типа. По объему излияний и по площади распространения третичных образований значительно больше четвертичных. Третичные вулканы, вероятно, были щитообразными, например в бассейне Тиссы, притока Оки (Лодочников, 1941; Адамович и др., 1959). Четвертичные же вулканы представлены одиночными лавовыми и шлаковыми конусами, часть которых возникла в историческое время. Другие вулканогенные образования имеют неоген-раннеплейстоценовый и даже миоценовый возраст, например лавы Окинского плоскогорья (Обручев, 1946б, 1950). Вулканогенные образования представлены не только положительными формами рельефа, но и погребены. Более древние из них перекрыты молодыми лавами, пирокластами и нормальными осадочными отложениями. Такие отложения наполняют Тункинскую котловину, причем в ее северной части суммарная мощность базальтов превышает 530 м, а в южной трети котловины их нет совсем (Логачев, 1955). Третичные базальты погружены здесь на глубину 1300 м ниже уровня моря и излились, вероятно, на дне котловины из трещин или стекли по поверхности Еловского отрога. Еравнинские базальты развиты на пересечении продольных северо-восточных разломов и поперечного Еравнинско-Хилокского, вдоль которого выражен в рельефе значительный сдвиг горных хребтов и котловин.

Четвертичные и третичные лавы излились, и вулканы возникли на дне речных долин и у подножия гор, т.е. в наименее возвышенных точках земной поверхности, расположенных над зонами растяжения и растрескивания (Обручев, 1950; Обручев, Лурье, 1954, и Флоренсов, 1960а). Прямая связь излияний базальтов с краевыми разломами байкальских впадин пока не установлена. Наиболее молодые вулканические излия-

ния не известны во впадинах байкальского типа (кроме Хубсугульской, Тункинской и Каларской).

В Тункинской котловине древние лавовые покровы изогнуты и разбиты краевым Тункинским сбросом, причем базальты входят в состав тектонической брекчии (Флоренсов, 1960а), что, по нашему мнению, свидетельствует о более молодом, чем базальты, возрасте перемещения по этому сбросу. В Тункинско-Хубсугульской ветви впадин байкальского типа максимальные для Восточной Сибири градиенты поднятий сочетались с разнонаправленной густой сетью разломов. На вогнутых поворотах и на прямых участках Саяно-Байкальского нагорья проявлений молодого вулканизма нет, на что, по мнению Н.А. Флоренсова, не хватило интенсивности поднятия. Здесь имеется горизонтальное сжатие, а не растяжение. На Витимском плоскогорье растяжение сопровождалось некоторым прогибанием большого радиуса, но этот район относительно слабо изучен, и, возможно, излияния лав здесь связаны не с местными условиями. По мнению М.П. Гросвальда (1965), кайнозойские эффузивы в Восточном Саяне, Прибайкалье и Забайкалье связаны с ослабленными зонами земной коры и приурочены к трещинам отрыва сдвиговых деформаций.

Закономерная приуроченность излияний к отрицательным формам неогенового и четвертичного рельефа, установленная С.В. Обручевым и Н.А. Флоренсовым для южного Прибайкалья, не выдерживается для восточной части Станового нагорья, где вулканы не связаны с крупными разломами и излияния базальтов происходили преимущественно в осевых частях хребтов Удокан и Калар. Здесь эксплозивные извержения начались в конце плиоцена или в начале плейстоцена и представляли собой первую короткую стадию вулканической деятельности. На следующих этапах преобладала эффузивная деятельность (Живая тектоника., 1966).

Излияния четвертичных лав происходили из малых трещин, не выраженных в рельефе, а не из мощных аппаратов центрального типа. В некоторых случаях эти излияния связаны с крупными разломами, например с тектоническим рвом на Витимском плоскогорье (Флоренсов, 1960а). Только местами возникли небольшие вулканические конусы. В Прибайкалье и Забайкалье их больше двадцати. Они известны в бассейне Оки в Восточном Саяне, в Тункинской котловине, в бассейне Джиды и на Витимском плоскогорье. Эти вулканы сходны по размеру, сохранности и составу слагающих их отложений.

По представлениям Н.А. Флоренсова (1960а), вулканы бассейна Джиды и Оки образовались после излияния связанных с ними лавовых потоков. Мы полагаем, что эти вулканы возникли одновременно с излиянием лавы. Деятельность вулканов завершилась интенсивными пирокластическими выбросами, в некоторых случаях (в бассейне Оки) образовавшими значительный покров из базальтового туфа (Обручев, Лурье, 1954).

Наиболее хорошо выраженные в рельефе четвертичные вулканы обычно сложены слоистыми шлаками (Хуряй-Цакир в бассейне Джиды и другие), но существуют и другие образования на месте излия-

ний центрального типа и над трещинами в виде низких и узких гребней из лаво-брекчий и туфов и т.д. Молодые лавовые потоки заполняют речные долины. Они состоят из лав нескольких излияний, при этом пласт лавы каждого излияния внизу плотный, а сверху пористый и со шлаковой коркой.

Тункинские и джидинские вулканы

В центральной части Тункинской котловины, севернее Иркутка, встречаются изолированные холмы и увалы, преимущественно из базальта. В восточной части котловины и на Еловском отроге имеются обширные базальтовые плато, холмы и плоскогорья.

Н.А. Башкевич (1856) одним из первых обнаружил базальты в Тункинской котловине, на левом берегу Иркутка, около Красного Яра, а холмы из базальтовой лавы — на ее дне. Базальтовые холмы и гряды встречаются у д. Талая и у с. Улябор. Около них на равнине лежат валуны и остроугольные обломки базальта. А.А. Чекановский (1874) и И.Д. Черский считали эти холмы остатками размытого лавового покрова, а Н. Меглицкий и П.А. Кропоткин — вулканами. А.В. Львов принимал их за паразитические вулканы, расположенные на поверхности плато, образованного из лавы, которая стекала с Еловского отрога из трещин север-северо-западного простирания. Эти вулканы, по-видимому, расположены вдоль тектонических трещин, так как они образуют четыре правильных ряда (Львов, Кропачев, 1910).

Тункинские вулканы изучали В.В. Ламакин (1935), В.Н. Лодочников (1938, 1941), Н.А. Флоренсов и Н.В. Лоскутова (1953), Н.А. Логачев (1954, 1955) и другие исследователи. В.Н. Лодочников полагал, что в бассейне Иркутка, в частности в Тункинской котловине, лава изливалась не только из трещин, но и из вулканов гавайского типа. Остатки одного из таких вулканов он усматривал в базальтовых холмах в окрестностях д. Талая. В.Н. Лодочников соединил эти холмы и гряды окружностью, диаметром около 3,75 км, оконтуривающей, по его мнению, края кратера у основания. Н.А. Флоренсов и Н.В. Лоскутова считали, что холмы представляют собой шлаковые всхолмления на поверхности базальтового потока или настоящие вулканы, как "Священная гора" (Коймаровский холмик, по А.А. Чекановскому, 1874) и Уляборская Сопка (Хара-Болдог, а по Н.А. Флоренсову, 1960а — вулкан Черского). Эти вулканы возникли во время последнего оледенения, а их лавовые потоки погребены под голоценовыми отложениями. Н.А. Логачев полагал, что вулканы Уляборская Сопка и "Священная гора" являются верхними, самыми молодыми частями гораздо более мощных вулканических аппаратов, скрытых в толще четвертичных отложений¹.

¹ Н.А. Логачев считает "Священную гору" псевдократером, возникшим при взрывах на крупном базальтовом потоке, теперь скрытом под голоценовыми отложениями (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974).

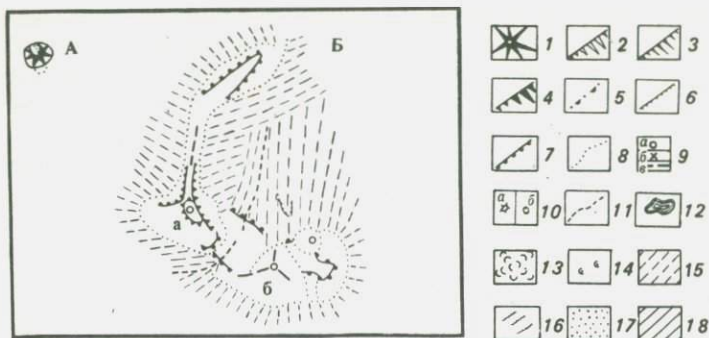
Из всех поверхностных вулканических образований Тункинской котловины наиболее доступна и чаще посещалась Таловская Сопка, расположенная у восточной окраины д. Талая. Ее высота 801,1 м над уровнем моря или 70 м над поверхностью равнины. С запада сопка ограничена скалистым обрывом, высотой около 24 м. Ее вершина похожа на разрушенный кратер вулкана, открытый к северу и с сохранившимися остатками стенок в виде двух гряд. Восточная гряда имеет высоту 9 м, западная — 4,5 м. По сообщению А.В. Львова, Таловская Сопка извергалась дважды, о чем свидетельствуют, по его мнению, чередующиеся пласты плотного базальта и ноздреватых лав. В.Н. Лодочников писал, что на ней изредка встречаются пемзовидные разности и сравнительно много шлаковидных и бомбовидных образований. Вулканические бомбочки на Таловской Сопке обнаружены и нами. Возможно, Таловская Сопка является сильно разрушенным малым вулканом, но полное отсутствие характерных для вулкана форм (кратера не видно и на аэрофотоснимках), а также слоистых вулканических шлаков, позволяет считать ее скорее выбросами большого лопнувшего шлакового "пузыря" на поверхности базальтового потока. Таким же "пузырем" является одна из четырех гряд, лежащих южнее и юго-западнее д. Талая (Лодочников, 1941). По мнению Н.А. Флоренсова и Н.В. Лоскутовой (1953), эти образования около д. Талая, за исключением "Священной горы", не вулканы, а несколько вытянутые нагромождения шлаков на поверхности базальтового потока.

Вулкан "Священная гора" лежит западнее Таловской Сопки. Эта изолированная сопка имеет форму правильного усеченного конуса, высотой 30—40 м, с крутыми склонами (30—35°). Вокруг холма разбросаны куски очень пористой лавы, шлаков и удлиненные вулканические бомбочки. На его вершине имеется кратер, диаметром около 45 м, окруженный кольцевым валом, высотой 2,0—2,5 м, и сложенный глыбами пористой лавы и шлака (Флоренсов, Лоскутова, 1953).

Севернее Таловской Сопки, к западу от с. Улябор, имеются холмы, вероятно, скопления шлака на поверхности базальтового плато. Из них наиболее высокая — сопка Шунугун (более 40 м над поверхностью равнины) сложена пузыристым базальтом и шлаком.

Уляборская Сопка лежит северо-западнее с. Улябор (рис. 3). Это типичный вулканический конус с кратером и разрушенной северной стенкой (см. рис. 3,А). Диаметр кратера 80—100 м. Вулкан сложен очень пористыми базальтом и шлаками и возвышается на 100—120 м над равниной и базальтовым потоком. Крутизна внешних склонов вулкана 28—30°, внутренних — до 45°. Ширина гребня края кратера — 5—7 м. На вершине вулкана найдены вулканические бомбочки (Лодочников, 1941; Флоренсов, Лоскутова, 1953). Подножие вулкана скрыто под послеледниковыми отложениями подгорного шлейфа, которые перекрывают и потоки базальта, вытекшие из этого вулкана, что свидетельствует о позднеплейстоценово-голоценовом возрасте вулкана.

Севернее Уляборской Сопки у подножия Тункинских Гольцов располагается вулкан Подгорный, обнаруженный Н.А. Логачевым в 1964 г. (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974). Плоский кратер вулкана



Р и с. 3. Вулканы Тункинской котловины

А — Уляборская Сопка, Б — Еловская кальдера: а — сопка Томиловская, б — сопка Дарготуйская. Условные обозначения к рис. 3—11. 1 — склоны вулканов; 2 — то же, каров; 3 — скаты; 4 — уступы разного генезиса; 5 — бровки крутого склона моноклинали; 6 — бровки эрозионных уступов; 7 — положительные перегибы; 8 — отрицательные перегибы; 9 — а — вершины, б — седловины, в — водораздельные гребни; 10 — а — уплощенные вершины, б — западины; 11 — тальвеги ручьев; 12 — озера; 13 — лавовые потоки, древние; 14 — то же, молодые. Равнинные участки: 15 — делювиально-пролювиальные и склоны холмов. 16 — мерзлотно-солифлюкционные; 17 — аллювиальные, озерные и другие аккумулятивные равнины. 18 — горы. ПТ_б — базальтовое плато. Равнины, сложенные отложениями: Р_б — базальтами, Р_б + мс — базальтами и мерзлотно-солифлюкционными, Р_{впр} — вулканогенно-пролювиальными, Р_{мс} — мерзлотно-солифлюкционными, Р_{оз} — озерными, Р_{ал} — речным. Р_{дпр} — делювиально-пролювиальными, Т_{ал} — средняя терраса р.Цакирка, Т_{ал}^п, Т_{ал}¹, Т_{ал}², Т_{ал}²⁺³ — пойма, первая, вторая и более высокие надпойменные террасы. Эрозивно-денудационные: Р_{эдн}^т — равнины террасовидные, Х_{эдн} — холмы, НГ_{эдн} — низкие горы

(250 × 350 м) вытянут на север-северо-восток и имеет дополнительное внутреннее кратерное кольцо, сдвинутое к югу. Вулкан скрыт речными галечниками и возвышается над ними лишь с южной стороны на несколько десятков метров и немного с северной. С юга подножие вулкана отсечено сбросом, продольным по отношению к южному склону Тункинских Гольцов. По этому сбросу опущена большая северная часть вулкана.

Восточная часть Тункинской котловины приподнята и занята базальтовым Еловским или Ахалик-Еловским плато. Оно имеет форму выпуклого щита, с юга и востока подрезанного Иркутом и Еловкой, а на северо-западе окаймленного долиной Ахалика. По довольно "свежей" поверхности плато кое-где разбросаны глыбы базальта, а над самой высокой его частью возвышается низкая гряда полулунной формы, вытянутая к юго-западу (см. рис. 3, Б). Она сложена плотными базальтами, имеет сглаженные очертания и резко отличается как от поверхности плато, так и от возвышающихся над ней сопкок. Над южным концом гряды поднимаются сопки Томиловская и Дарготуйская. Восточнее их, почти на одной с грядой линии находится гора Вороница, которая образована довольно плотными базальтами, а по наблюдениям В.Н. Лодочникова, преимущественно шлаками и шлаковидными

породами. На Томиловской и Дарготуйской Сопках обнаружены значительно более пористые, пузыристые и комковатые базальты. На склонах сопки найдены куски шлака, похожие на обломки вулканических бомб. Это, по-видимому, обломки плотного шлака неправильной формы, застывшего на поверхности пузыристого базальта. В.Н. Лодочников на юго-западном склоне Дарготуйской Сопки нашел также глыбы сильно пузыристого базальта до 0,3 м в поперечнике.

Дарготуйская и Томиловская Сопки, по мнению В.Н. Лодочникова, являются вулканами, А.В. Львов считает их паразитическими вулканами на пересечениях сбросовых трещин восток-северо-восточного и север-северо-западного простираний, Н.А. Флоренцов и Н.В. Лоскутова — шлаковыми образованиями на поверхности базальтового потока. Мы полагаем, что описанная гряда представляет западную часть кальдеры вулкана гавайского типа, диаметром до 2 км, а Дарготуйская и Томиловская Сопки являются молодыми паразитическими вулканическими образованиями, возникшими у края этой более древней и более обширной, чем они, кальдеры, переполненной разливавшейся по поверхности северной части Еловского плато лавой. Дарготуйская Сопка сложена лавами, а Томиловская Сопка — лавами и шлаком. Обе они поднимаются над трещинами в базальтовом покрове.

Еловский Отрог находится восточнее Еловского Плато. Он покрыт базальтами позднемиоценово-предголоценового возраста, образующими две толщи, разделенные нормальными осадочными и пирокластическими породами и наклоненные в сторону Тункинской котловины. Мощность толщ по 150—200 м (Логачев, 1955). Еловский Отрог разбит разломами и сильно размыт реками и ручьями.

В северо-западной части Еловского Отрога, в долине р. Хобок, имеются замкнутые котловины, частично занятые озерами. Они находятся на поверхности нижней (позднемиоценовой) толщи базальтов (Логачев, 1955). А.В. Львов (1924) полагал, что в верховьях р. Хобок сравнительно недавно образовалась кальдера более 2—2,5 км в окружности, осложненная сбросом. В настоящее время она занята озером. После длительных периодов покоя она неоднократно извергалась, о чем свидетельствуют четыре или пять кратеров, вписанных один в другой. По наблюдениям Н.А. Логачева (1955), оз. Хобок, лежащее на базальте, не окружено характерными для вулканов образованиями. Различия в петрографическом составе базальтов, которые могли бы указать на разновозрастность излияний, отсутствуют, нет крутопадающих поверхностей остывания; вулканические выбросы в окрестностях не отмечены. Рядом с оз. Хобок на поверхности базальтов существует еще пять углублений, различных по форме и размерам, которые, по мнению Н.А. Логачева, не имеют ничего общего с кратерами.

На поверхности базальтового плато в северо-восточной части Тункинской котловины между реками Хобок и Хуряй-Хобок находится возвышенность Коврижка. Она представляет, по мнению Н.А. Логачева, сильно разрушенный вулкан, который состоит из прерывистого внешнего шлакового вала, окружающего холмисто-западинный рельеф.

По нашему мнению, это сооружение одного возраста с древними центрами извержений на месте сопок Томиловской, Воронина и Дорготуйской.

Интересное вулканическое образование обнаружено под мореной восточнее Мондинской котловины по р. Хулугайше еще в конце прошлого столетия (Львов, 1930). Здесь залегают базальтовые туфы и вулканическая брекчия, пересеченные жилами базальта. Эти отложения считают остатками дочетвертичного вулкана (Ламакин, 1935; Подочников, 1941; Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974; и др.).

Таким образом, в Тункинском межгорном понижении сохранились следы плейстоценовой и неогеновой вулканической деятельности, часто скрытые под более молодыми отложениями. Из вулканических форм рельефа преобладают лавовые потоки. Лишь единичные вулканические холмы являются хорошо сохранившимися лавовыми и шлаковыми конусами (Уляборская Сопка, "Священная гора"), чаще же они представляют шлаковые вздутия над местными центрами излияния или же "пузыри" на поверхности базальтового плато. Некоторые, особенно более низкие, базальтовые холмы и гряды в Тункинской котловине являются скоплениями шлака на поверхности базальтового потока, стекавшего от Еловского отрога к центру Тункинской котловины. Вполне вероятно, что здесь есть и центры более значительных вулканических излияний, подобных вулканам гавайского типа, например на Еловском плато. Существовали также центры извержений, выбрасывавших пепел, захороненные под более молодыми отложениями (Хулугайша, Замараиха).

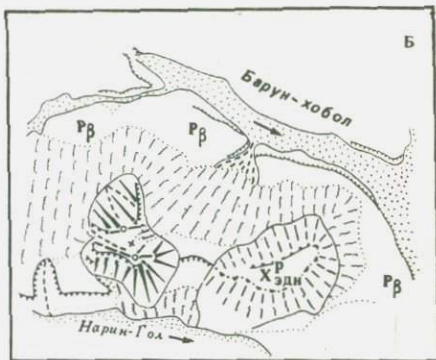
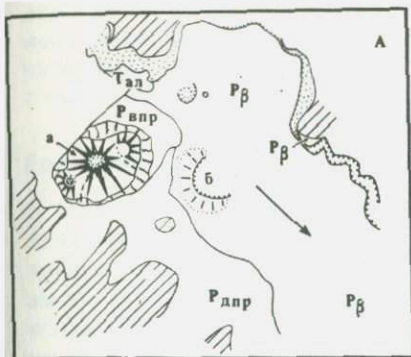
Южнее и юго-восточнее Тункинской котловины, на Хамар-Дабане и в верховьях Джиды на вершинах гор имеются останцы лавовых плато, мощностью до 500 м. В них глубоко врезаны долины рек, при этом, например, Зун-Мурин образовал врезанные меандры. Эти останцы плато сложены многочисленными потоками миоценовых базальтов с редкими горизонтами пирокластов и единичными маломощными прослоями осадочных пород, иногда с обильным содержанием спор и пыльцы (Медведев, 1968; Антощенко-Оленев, 1972, 1975).

Позднеплиоценовые и четвертичные базальтовые потоки с конусами вулканов в бассейне Джиды заполняют часть ее долины и долины ее притоков и выходят на склоны гор. В долине Джиды лавы начинаются в 2 км ниже улуса Модонкуль, протягиваются на 82—85 км и оканчиваются между улусами Цеже и Харацай. На участке между улусом Модонкуль и устьем ручья Халзан, ниже улуса Цакир, они принадлежат вулкану Хуряй-Цакир, находящемуся в долине р. Хуряй-Цакир. Западнее улуса Цакир лавы Хуряй-Цакира перекрывают лавы, вытекшие из долины р. Хамней, самого большого левого притока Джиды. Устье его ущелья находится в 8,5 км восточнее улуса Цакир. Ниже устья Хамнея лавы заполняют не только долину Джиды, но и заходят в устья ее притоков, например в устье Шабартуя на 5 км. Вверх по долине Хуряй-Цакир лавы прослеживаются на 8,5—9 км, а по Хамнею — более чем на 40 км. Еще дальше продолжают лавы по Дархинтую, Мыле и Бартою и заполняют долину Сангина.

Долинные лавовые потоки в долинах бассейна Джиды протезаны глубокими (до 60 м) каньонами и сложены пластами базальтов, внизу плотными, наверху пористыми и красноватого цвета, иногда переходящими в шлак. Мощность пластов 4–15 м, а в разрезах их насчитывается до пяти-шести. Общая мощность лав достигает 180–200 м, и под нею захоронены речные террасы (галечники и пески) и делювий. Лавы Хуррай-Цакира в долине Джиды образуют плотину. Выше ее базальты и древний аллювий перекрыты озерными илами, мощность которых, по данным И.В. Белова (1958), больше 18 м, по данным В.А. Обручева (1937) – больше 25 м. Илы перекрываются галечником и песком (мощность до 8 м). Глубина озера выше плотины из лав Хуррай-Цакира превышала 80 м. Небольшие озера, вероятно, возникли и в других долинах выше лавовых запруд: в бассейне Хуррай-Цакира, в долинах Дархинтуя, Бартоя, Мылы, Хамнея, в устьях всех речек, впадающих в заполненную базальтами долину Джиды, на что указывает наличие здесь илов. При размыве базальтов озера были спущены, заполнены речными отложениями и возникли речные террасы. После излияния базальтов ниже их по течению рек образовалось до трех речных террас, высотой до 2,5– и 9–10 м, а выше две – 1–3 и 6–10 м. Более высокие террасы и террасовидные ступени существовали еще до излияния долинных лав.

Раньше предполагали, что в долине Джиды лавы излились из трещин на ее дне (Обручев, 1929). Позже В.А. Обручев (1937) установил истинную картину и, по сообщению П.П. Добросельского, подробно описал лавовый поток в долине Джиды и вулкан Хуррай-Цакир, который он предложил назвать вулканом Кропоткина. Эти материалы дополнили А.П. Божинский (1941), И.В. Белов (1958) и другие геологи. В настоящее время известно, что лавы вытекали из нескольких центров извержения на дне долин притоков Джиды. В верховьях некоторых лавовых потоков района находятся плоские блюдцеобразные понижения с прерывистыми низкими дугообразными валами из базальтового шлака по окружности. Н.А. Флоренсов считал их застывшими лавовыми озерами со шлаковыми конусами по краям. Три вулкана отмечены на схемах в работах Н.А. Флоренсова (1960а), М.Е. Медведева (1968) и других исследователей.

Наиболее изучен вулкан Хуррай-Цакир. Он состоит из слившихся главного – центрального конуса и расположенных на его склонах паразитических западного и восточного конусов. Центральный вулкан самый высокий, он возвышается на 200–210 м над дном долины, лежащим под лавой, и на 155–160 м над плоским лавовым пьедесталом, ширина которого составляет около 3 км. Крутизна склонов центрального вулкана меньше 30° (южного склона – 20–23°). Восточный конус поднимается над пьедесталом всего на 30 м, а крутизна его склонов достигает 30–35°. Склоны вулканов ровные без баранкосов, местами встречаются неглубокие лощины. На вершинах западного центрального и восточного вулканов имеются кратеры диаметром соответственно 30, 135 и 22 м (рис. 4). Дно кратеров плоское, заболоченное. Высота их крутых внутренних стенок 3–8 м, а у главного



Р и с. 4. Вулканическая группа Хуряй-Цакир (А) и вулкан Барунхобольский (Б)
а — вулкан Хуряй-Цакир; б — бокка. Условные обозначения см. рис. 3

центрального кратера на севере — 14 м и на юге 4–6 м, при ширине гребня вала в 4–6 м. Из центрального и западного кратеров к северу, к пади Дунзугол, спускаются желоба.

Вулкан Хуряй-Цакир сложен слоями буровато-красных рыхлых пепловых туфов с округлыми вулканическими бомбами и лапиллями (до 25%), а также крупными бесформенными глыбами очень пористого базальта и обломками пемзы. Диаметр вулканических бомб 30–40 см. Пласты туфов наклонены под углом 20–43° и срезаны под острым углом поверхностью вулкана.

Поверхность лавового потока Хуряй-Цакира неровная, с валами и глыбами на ступенях, расположенных перпендикулярно или под малым углом к общему направлению потоков лавы. По данным И.В. Белова (1958), высота верхней ступени 20 м. В нижней по течению части потока имеется несколько продольных куполообразных вздутий, диаметром до 40–45 м и высотой 8–10 м. Здесь имеются неправильной формы углубления, в стенках которых видны черные базальтовые шлаки. В 400–500 м восточнее вулкана расположено блюдцеобразное углубление с плоским заболоченным дном — бокка, диаметром 400–500 м. Она окружена валом, высотой 10–12 м, прорванным со стороны Джиды. И.В. Белов предполагал, что в конце извержения лава вытекала из этой бокки, а не из кратера вулкана, где лава отсутствует.

Как уже отмечалось, лавовый поток в долине Джиды вытек из долины Хамнея, в которой он слился из потоков лав, текших как с верховьев Хамнея, так и из долины р. Дархинтуй, его правого притока. По наблюдениям И.В. Белова, на дархинтуйский лавовый поток в устье Бартоя налегают галечники и пески конуса выноса, а на них шихлуни-товые лавы долины Бартоя. Из пади Барун-Хобол на поверхность дархинтуйских лав выходит второй такого же состава лавовый поток.

Барунхобольский вулкан занимает низкий водораздел между Барун-Хоболом и Нарин-Голом — левыми притоками Дархинтуя (см. рис. 4,Б). Высота вулкана 230 м, длина 2,3–2,5 км, ширина 1,0–1,1 км.



Р и с. 5. Бартойская группа вулканов (по схеме И.В. Антощенко-Оленева, 1970)

Вулканы: а — Останец; б — Развалина; в — Правильный; г — Открытый; д — Большой; е — Низкий; ж — бокки. Толстые линии — разрывы. Условные обозначения см. рис. 3

Вулкан сложен переслаивающимися базальтами и их туфами и на вершине имеет два кратера. Другие вулканы бассейна Джиды сложены туфами и шлаками (Белов, 1958).

В долине Бартоя в 18–19 км выше ее устья, на пологом куполообразном лавовом поднятии, перегородившем долину реки, возвышаются три удлиненные гряды и имеются блюдцеобразные понижения с озерами и болотами. И.В. Белов считал эти понижения застывшими лавовыми озерами в центрах извержений. Высота гряд достигает 50–60 м. Их внешние склоны пологие ($7-10^{\circ}$), а внутренние, обращенные к понижениям, крутые — $25-30^{\circ}$. Западная и средняя гряды сложены пористой брекчией из туфа и осколков базальта с большими пустотами. Самая высокая, восточная гряда образована из мелкопористого базальта, залегающего на более плотном базальте (азимут гряды 185°).

Бартойские вулканы подробно изучал И.В. Антощенко-Оленев (1970, 1972, 1975). Здесь, по его данным, имеется больше девяти центров извержений (рис. 5). Они расположены на едином базальтовом покрове, которому синхронны блюдцеобразные понижения — бокки (см. рис. 5, ж). Моложе их шлако-лавовые вулканические конусы, у наиболее крупных из которых имеются лавовые потоки. У самого значительного вулкана Большого высота конуса над рекой достигает почти 90 м, а над поверхностью лавового потока — 50–70 м. Диаметр основания конуса 1,2 км, а кратера — 0,4 км. Возраст бартойских вулканов и лав — вторая половина раннего — начало позднего плейстоцена. Судя по сохранности форм, они, возможно, могут иметь позднеплейстоценовый — реннеголоценовый возраст.

Центры извержений в долинах рек Бартой и Барун-Хобол, вероятно, не являлись главными источниками хамнейских лав, которые питались лавовыми потоками из верхней Хамнея и Дархинтуя.

Четвертичные вулканические формы имеются и в верховьях р. Кудун, где около оз. Доло-Нур сохранились небольшие разрушенные конусы вулканов с потоками базальтов на склонах. Вероятно, остатки шлакового конуса имеются на левобережье р. Эгита на водоразделе с падью Закултай.

Еравнинские и Витимские вулканогенные образования

В истоках Уды в Еравнинском межгорном понижении на дне котловин лежат широкие участки базальтового плато, разделенные речными долинами и с многочисленными замкнутыми впадинами на поверхности, занятыми малыми озерами. Эти западины образовались, по-видимому, вследствие обрушивания сводов над пустотами в толще базальтов или же на месте центров вулканических извержений.

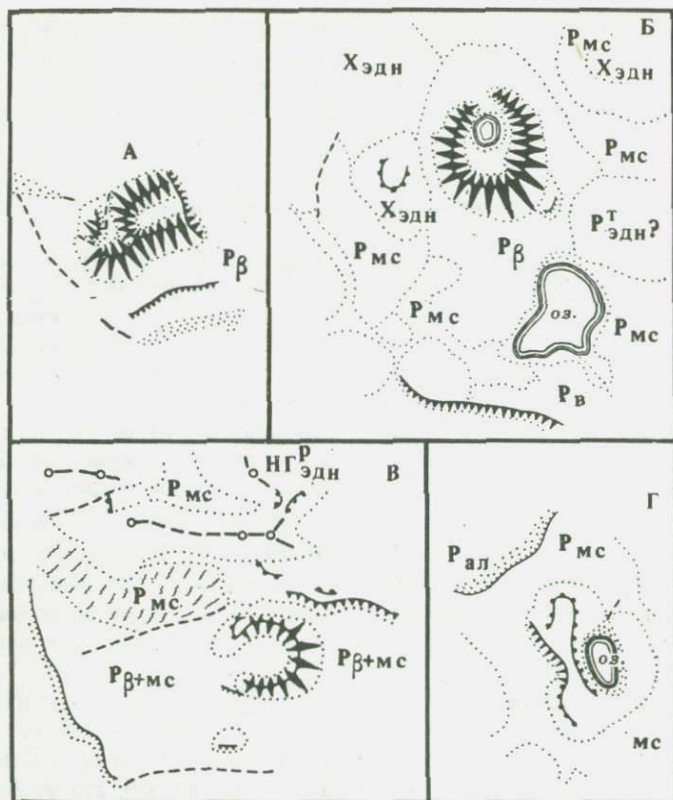
Один из таких центров извержения, вероятно, находится на водоразделе Тулдона и Индолы. В этом месте под Могзонскими озерами имеется кольцеобразная котловина, окаймленная сравнительно крутыми уступами (рис. 6). Эта котловина представляет собой своеобразный кратер, вероятнее — провал свода в пустоты над центром извержения. Вулканов в районе Еравнинских озер нет, но на южном участке базальтового плато имеются низкие базальтовые гряды, возникшие над трещинами. Вероятно, еравнинские базальты вытекли из других малых тектонических трещин.

Еравнинские базальты представлены преимущественно однородными плотными разностями, местами пористыми и почти невыветрившимися с поверхности. Первичные базальтовые уступы сравнительно круты и не имеют у подножия делювия и осыпей. Все это указывает на их молодость. Они образовались, возможно, в плейстоцене. От них по составу и по значительно большей выветрелости сильно отличаются базальты, слагающие холмы и гряды западной окраины Еравнинского межгорного понижения. По-видимому, они имеют дочетвертичный возраст, как и базальты соседней Зазинской впадины (Иванов, 1949).



Р и с. 6. Восточно-Могзонские озера.

Условные обозначения см. рис. 3



Р и с. 7. Вулканы Витима

А — вулкан Лопатина; Б — вулкан Мушкетова; В — вулкан Обручева; Г — вулкан "Экструзия Булыхта". Условные обозначения см. рис. 3

Вулканическое плато вдоль долины Витима и Центральное витимское вулканическое плато с вулканами показаны на "Морфоструктурной схеме Витимского базальтового плато", составленной М.Е. Медведевым (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974). Вулканические конусы на поверхности базальтового плато появляются вновь северо-восточнее Еравнинских озер, в долине Витима и к северу от него — в бассейне Большого Амалата и Джилинды в пределах обширного Центрального вулканического плато. В долине Витима описаны вулканические конусы Лопатина, Мушкетова и Обручева (рис. 7).

Вулкан Лопатина находится восточнее с. Эндоидин на водоразделе Эндоидина и Шербахты, левых притоков Витима и в 6 км от последнего (см. рис. 7,А). Высота вулкана достигает 1101,3 м над уровнем моря, над плато он возвышается более чем на 120 м. Длина кратера 500—600 м, ширина около 200 м (Преображенский, 1915). Кратер окружен высокими крутыми стенками с довольно узким гребнем (ширина 10—20 м). Высота стенок изнутри 20—60 м. Сложен

вулкан плотными и пористыми базальтами. Этот вулканический конус на юго-западе прислонен к более старому и сильно разрушенному вулканическому конусу, прорванному с севера, следовательно, вулкан Лопатина двойной.

Вулкан Мушкетова также располагается на левом берегу Витима, в 4 км от реки. Он находится северо-западнее с. Ингур, на водоразделе между Ингуром и Талой, притоками Витима. Высота вулкана Мушкетова достигает 979,4 м, его диаметр 1 км, над плато он возвышается на 60–70 м. Стенки вулкана прорваны с севера и в его кратере имеется круглое озеро (см. рис. 7,Б). Внутренние стенки вулкана обрывисты и сложены слоистыми плотными базальтами, чередующимися с пузырчатыми лавами, иногда переполненными веретенообразными бомбами и лапиллями (Герасимов, 1905). У подножия вулкана, на базальтовой террасе, располагается другое более значительное озеро, подпруженное, вероятно, излившейся из вулкана лавой.

Вулкан Обручева лежит в 5 км восточнее Витима и в 1,5 км от его правого притока р. Кокырда. Правильный конус вулкана прорван на западе и возвышается над лавовым плато примерно на 80–90 м и на 1000 м над уровнем моря (см. рис. 7,В). Озера в кратере нет, сложен вулкан преимущественно пористой лавой (Герасимов, 1905).

Витимские вулканы лежат на дне Холой-Витимского межгорного понижения. Вулканы Мушкетова и Обручева располагаются на одной субширотной линии — в узкой депрессии и около прямолинейного уступа, обрезающего горы севернее вулкана Обручева. На одной линии с вулканами здесь находится коленообразный изгиб долины Витима, врезающийся в базальты вулкана Мушкетова, покрывающие рыхлые речные параллельно-слоистые песчано-галечные отложения. Эти вулканы, несомненно, связаны с разломами, а их лавы (мощность до 20–25 м) заполнили долину Витима от р. Конда на западе до р. Гуликон на северо-востоке (Герасимов, 1905). Витим врезал в них меандры. Выше по течению Витима выходы базальтов на гранитном цоколе встречаются в береговых обрывах на участке между устьями притоков Витима — Бугурихста и Шербхта (Преображенский, 1915). Они принадлежат, вероятно, вулкану Лопатина. Следует отметить также, что четвертичные базальты в Холой-Витимской впадине заполняют частично речные долины, лишь в слабой степени моделируют рельеф и по своему рельефообразующему значению близки к речным отложениям описываемого района.

Кроме упомянутых вулканов вблизи Витима, вероятно, есть и другие центры извержений. Один из них в виде плоского низкого холма с кратером, занятым озером, имеется в 18 км север-северо-восточнее вулкана Лопатина, в истоках р. Булыхта, текущей от Витима к северу. Это образование, возможно экстрюзия, лежит у дороги Романовка — Баунт, и его кратер прорван с севера. Относительная высота холма 20–30 м, абсолютная около 1080 м, размеры — 1,5 х 1,0 км (см. рис. 7,Г). Происхождение этой формы рельефа пока неясно. Вторая интересная форма рельефа хорошо видна на карте и на аэрофотоснимках около вулкана Мушкетова. Она находится в 2 км

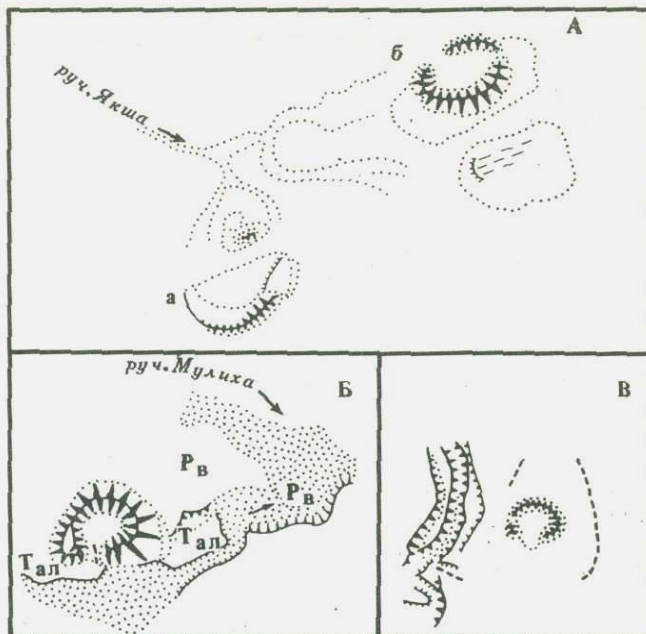
от Витима между долинами рек Талая и Булхен. Здесь над поверхностью плато возвышается разорванный низкий гребень, образующий полукольцо, примыкающее на севере к низкой горе. Высота останцов гребня доходит до 10–40 м. Возможно, что это образование является древней кальдерой.

В бассейне Большого Амалата и Джилинды, его правого притока, находятся обширное базальтовое плато и более молодые застывшие базальтовые потоки, заполняющие речные долины. Пласты базальтов полого наклонены вниз по течению рек и их мощность составляет 20–50 м, а, например, в долине Джилинды достигает 70 м. Поверхность базальтов в долине Джилинды лежит на 60–70 м выше дна параллельных ей долин ее притоков Тангук и Ашигла, лишенных долинных базальтов. Над поверхностью базальтов местами возвышаются одиночные шлаковые и лавовые вулканические конусы. Судя по наблюдениям К.П. Калининой (Флоренсов, Калинина, 1955), эти вулканы располагаются в долинах, врезанных в более древние лавы, или в узких грабенообразных рвах длиной до 10 км.

На схеме М.Е. Медведева (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974) показаны 36 вулканов на Центральном Витимском плоскогорье. Эти вулканы, как и большая часть других вулканов Забайкалья, изучались нами по аэрофотоснимкам. Они образуют Джилиндинскую и Амалатскую группы вулканов.

В бассейне Джилинды наиболее хорошо выражены в рельефе четыре вулканических конуса (рис. 8). Два якшинских вулканических конуса находятся в верховьях ручья Якша, впадающего в Джилинду, на междуречье ее правых притоков Булыхта и Берея. Они лежат в 10 км север-северо-восточнее экстрюзии верховий Булыхты и располагаются вдоль разлома, окаймляющего с север-северо-запада низкую горную цепочку. Эти вулканы и горы находятся в концентрической морфоструктуре, радиусом до 10 км, ограниченной с востока и юга полукольцом долин ручьев. Якшинские вулканы описаны Н.А. Флоренсовым (1960а), однако сброс окаймляет один из них на самом деле с север-северо-запада, а не с востока (см. рис. 8А). Высота их несколько десятков метров, а диаметр юго-западного — 1,5 км и северо-восточного — 0,9–1,0 км. Третий вулкан — Домбровского — находится на левом берегу Джилинды, вблизи устья ее левого притока, р. Мулиха и в 9 км запад-северо-западнее якшинских вулканов (см. рис. 8Б). Его диаметр 1,0–1,1 км, высота над урезом реки 150 м. Вулкан прорван с юга и сложен туфами, шлаком, пузыристыми и плотными базальтами, чередующимися послойно (Флоренсов, Калинина, 1955). Джилиндинские вулканы возвышаются над мощным базальтовым потоком, заполнившим долину Джилинды и впадающим в долину Большого Амалата. На его поверхности, в 7 км выше устья Джилинды на ее правом берегу, возвышается четвертый вулканический конус (вершина 1008 м), диаметром около 450 м. Этот вулкан прорван с юга и является паразитическим на базальтовом потоке (см. рис. 8В).

В бассейне Джилинды, кроме долинных потоков базальта, широко распространено водораздельное базальтовое плато, местами с озера-

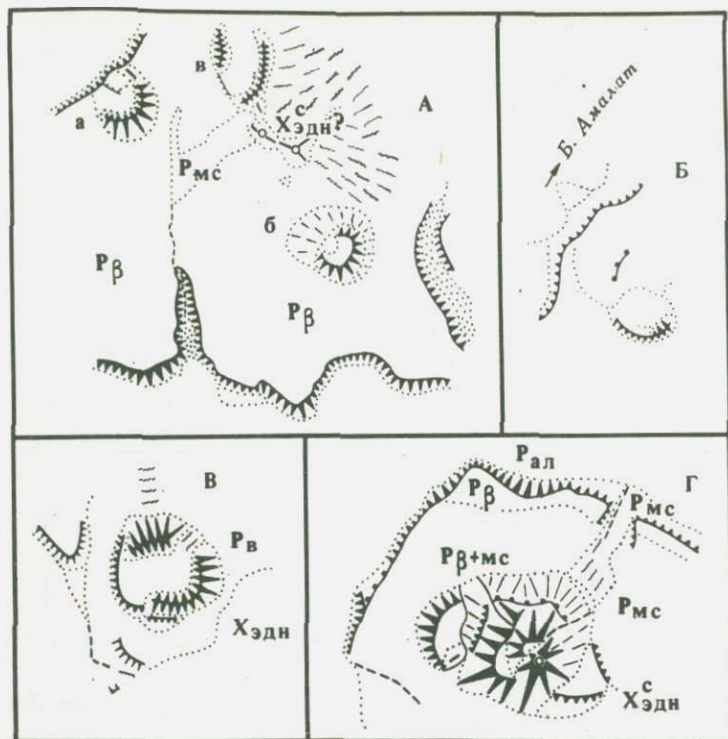


Р и с. 8. Вулканы бассейна Джилинды

А — Якшинские вулканы; Б — вулкан Домбровского; В — вулкан 1008 м.
Условные обозначения см. рис. 3

ми, которое образовалось несомненно при излиянии из нескольких центров. Один из них, вероятно, находится на водоразделе рек Мулиха (приток Джилинды) и Антас (приток Большого Амалата). Второй центр извержений может находиться на "стрелке" Джилинды и ее притока р. Има под тремя озерами, расположенными по кругу, и западнее этих озер. Третий центр извержений, возможно, располагается на плато севернее джилиндинских вулканов.

В бассейне Большого Амалата значительное пространство занимают базальтовые плато и потоки в бассейнах Амунды и Антаса, но центры излияния этих базальтов на снимках не обнаружены. Самые северо-западные вулканические конусы находятся в верховьях Большого Амалата на его левом берегу (рис. 9). Два наиболее высоких (до 40 м?) и хорошо выраженных вулканических конуса прорваны с северо-запада и удалены друг от друга на 1,7 км (см. рис. 9, А, а, б). Их диаметр равен 0,6–0,7 км. Несколько севернее этих вулканов на конце низкого всхолмленного массива возвышается еще один вулкан, прорванный с севера и с юга. Его длина равна 0,8 км. Возможно эрозионно-денудационное происхождение этой формы рельефа. В 6,5 км восточнее этих вулканов ниже по течению Большого Амалата, на его правом берегу от маленького вулкана сохранилась только южная стенка (см. рис. 9, Б).



Р и с. 9. Вулканы бассейна Большого Амалата

А — левобережные вулканы верховьев Большого Амалата; Б — разрушенный вулкан на правом берегу Большого Амалата; В — вулкан севернее Большого Амалата; Г — вулкан на левом берегу Хойгота. Условные обозначения см. рис. 3

Интересное лавовое плато с озерами лежит в 11,5 км восток-северо-восточнее описанной Верхне-Амалатской группы вулканов на междуречье Когана и Хойгота, левых притоков Большого Амалата. Это плато полого наклонено от подножия горной гряды к юго-востоку. Озера имеются главным образом в его юго-западной части. В окрестностях озер вулканические конусы не видны. Возможно, что центр излияния находится в кальдере под самым большим из этих озер, связанной с зоной разломов северо-восточного простирания. По одному из этих разломов, по-видимому, произошла экструзия, сохранившаяся в виде цепи из трех узких гряд, возвышающихся над окружающей местностью. Несомненный вулканический аппарат на описываемом плато находится в 2,5 км юг-юго-восточнее большого озера или в 3,5 км от Большого Амалата. Это — пологая и округлая возвышенность (высота 1112 м над уровнем моря) со скалой — нечком в центре. Она лежит почти на одной высоте с поверхностью воды большого озера и поднимается на 20–30 м над окружающей кольцеобразной заболоченной ложбиной и над озером у ее юго-восточного подножия. Очень

хорошо выражен в рельефе вулканический конус с кратером, лежащий среди холмов в 5,5 км восток-юго-восточнее вулкана 1112 м и в 2 км от левого берега Большого Амалата. Этот вулкан прорван с западной и северо-восточной сторон (см. рис. 9,В). Его диаметр — 1,1 км, относительная высота — более 90 м. В 4,5 км севернее этого вулкана за озерами среди равнин возвышается холм (диаметр порядка 100–150 м), возможно вулканического происхождения. Еще север-северо-восточнее, на левом берегу, в долине одного из более крупных левых притоков р. Хойгот, существует субмеридиональная гряда — западная треть вулканического конуса с кратером, высота которого больше 40 м. Остальная часть вулкана разрушена.

Долина р. Хойгот, кроме верховий, залита лавовыми потоками, которые начинаются севернее северо-восточного конца упомянутой нами горной гряды, расположенной севернее больших озер. Здесь над окружающей местностью возвышается более чем на 300 м изолированная коническая гора с двумя вершинами, северо-западнее которой оканчиваются базальты долины Хойгота (см. рис. 9,Г). Возможно, эта гора представляет собой вулкан без кратера, увенчанный малым экстрезивным куполом. Лавы долины Хойгота, ниже по его течению, покрывают стрелку между ним и р. Илькохта, притока Хойгота, и заходят в устья долин его притоков и сливаются с лавами Большого Амалата. На поверхности последних ниже устья Джилинды многочисленны просадочные озера, а вулканические конусы отсутствуют.

Вулканы Станового нагорья

В последнее время северо-восточнее Центрального Витимского плоскогорья на хребтах Удокан и Кадар обнаружен и изучен В.П. Солоненко (1964) самый значительный в Сибири кайнозойский вулканический район, вулканы которого подробно описаны, а характеристика слагающего их материала сопровождается детальными данными петрографического и химического анализов (Живая тектоника., 1966). Здесь имеется высокое третичное базальтовое плато (1700–1900 м над уровнем моря, местами выше), глубоко расчлененное ущельями и карами. Базальтовое плато, хотя и распространено на вершинах гор, лежит на 200–500 м ниже самых высоких соседних горных участков, хребтов Удокан и Калар с ледниковыми формами рельефа. Слагающие его базальтовые покровы наклонены от оси хребта к северу, югу и в сторону от древних долин. Местами базальтовые покровы раздроблены и перемещены по молодым разломам.

Четвертичные вулканические образования находятся как в ледниковых цирках (на западе), так и на поверхности базальтового плато. По своему расположению как базальтовое плато, так и удоканские вулканы отличаются от таковых Витимского плоскогорья, связанных с долинами, но похожи на вулканические образования Окинского плоскогорья. Здесь, как и на Восточном Саяне, вершинные базальтовые плато располагаются на такой же или на более низкой абсолютной высоте, заполняют обширные понижения.

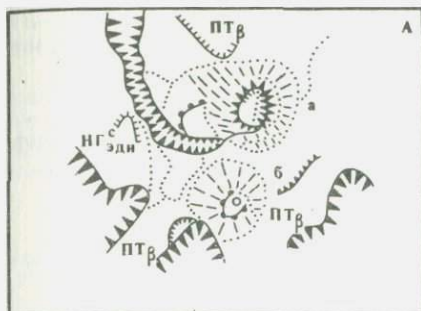
В удоканском районе на протяжении 60 км насчитывается не менее 18 вулканов, которые отличаются один от другого строением и составом лавы: имеются базальтовые шлаковые средне-позднечетвертичного возраста и голоценовые, которые отличаются от более древних по строению и составу лав (Солоненко, 1964; Живая тектоника., 1966). Базальтовые шлаковые вулканы размещаются в восточной части описываемого района на поверхности базальтового плато. Они имеют более пологие склоны и менее глубокие кратеры, чем вулканы Витимского плоскогорья. В удоканском районе средне-позднечетвертичные вулканы образуют три группы: Вакатскую, Верхнеингамакитскую и Эймнах-Лурбудунскую. Все они располагаются, как и другие удоканские вулканы, в верховьях рек, впадающих в Чару справа или в Конду (приток Витима) слева.

Вакатские вулканы находятся на водоразделе рек Нижний Ингамакит — Верхний Ингамакит — Вакат. Два очень пологих шлако-базальтовых вулканических конуса лежат рядом и возвышаются над плато на 65—70 м (высота вулканов 1617,6 и 1630,5 м). Диаметр кратеров до 100—120 м, причем у северо-западного вулкана сохранились лишь останцы кратерной стенки вдоль края кратерной чаши, а у второго вулкана стенка кратера прорвана только на северо-востоке и ее высота достигает 15 м. Судя по фотографии, этот вулкан очень хорошо сохранился (Живая тектоника., 1966). Он, возможно, имеет голоценовый возраст — на нем не видно следов ледниковой деятельности. Лавовые потоки из этих вулканов изливались к северо-востоку и покрыли плато.

В семи километрах южнее Вакатских вулканов на водоразделе Верхнего Ингамакита и Ваката, на расстоянии около 3,5 км друг от друга, располагаются два шлаковых конуса Верхнеингамакитских вулканов, высотой 1874 и около 1870 м над уровнем моря. Относительная высота вулканов составляет 100—150 м, а поперечник около 200—250 м. Кратерные валы сильно разрушены, и от самих кратеров остались следы.

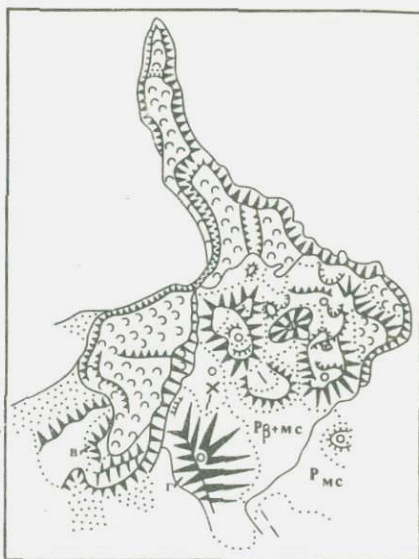
Сложенные базальтами и туфами вулканы Лурбудун и Эймнах лежат в 21 км юго-западнее верхнеингамакитских вулканов в истоках рек Лурбудун, Эймнах и Канкса (рис. 10). Эти вулканы также описаны В.П. Солоненко, кроме того мы ознакомились с ними по аэрофотоснимкам (см. рис. 10,А). Абсолютная высота вулкана Лурбудун около 2130 м, вулкана Эймнах около 2160 м, относительная — соответственно 200 и 60 м. Поперечник разрушенных кратеров составляет около 330 м и 175 x 200 м. Диаметр основания очень пологого купола вулкана Лурбудун 700 x 800 м, кратерная кольцевая стенка у него размыта полностью на двух участках, отчетливо выражена с юго-восточной стороны и едва выделяется на северо-западе. У вулкана Эймнах кратерная стенка имеется только с северо-восточной стороны, а с других сторон едва возвышается над дном кратера.

Таковыми же вулканическими продуктами, как и вулканы Лурбудун и Эймнах, сложен вулкан Озерко, находящийся между вулканами Эймнах и Чепе, в 5 км юго-восточнее последнего (Живая тектоника.,



Р и с. 10. Вулканические группы Эймнах-Лурбудунская (А) и Чепе (Б)

Вулканы: а — Лурбудун; б — Эймнах; в — западный вулкан; г — вулкан 2067. Условные обозначения см. рис. 3



1966). Этот вулкан лежит у подножия ступенчатого сброса северо-восточного простирания, падающего к северо-западу. У вулкана сохранился эксплозивный кратер с озером, оборванный с запада высокой стенкой кара, лежащего ниже кратера.

В 28 км запад-юго-западнее вулкана Эймнах расположены группы голоценовых вулканов Чепе и Аку, также подробно исследованных и описанных В.П. Солоненко и изученных нами по аэрофотоснимкам. Вулканы Чепе и Аку образуют разорванную посередине цепочку запад-юго-западного простирания, длиной около 8 км и расположенную на дне неглубокого привершинного грабена, оконтуренного сбросовыми уступами северо-восточного простирания. Эти вулканы лежат вблизи северо-восточной ветви разлома Джело и вдоль и северо-восточнее недавно омоложенного Верхнесыньинского сброса. Они сильно отличаются от других вулканов хр. Удокан, Прибайкалья и Забайкалья формой вулканических сооружений и лавовых потоков и составом лавы. Эти вулканы сложены преимущественно вязкими трахиандезитовыми лавами.

Группа вулканов Чепе находится вблизи осевой части хр. Удокан, в верховьях левых притоков р. Эймнах. Здесь имеется четыре вулкана, а пятый, более западный, насажен на дно кара в верховьях р. Нарзанная. Его лавы заполнили часть долины этой речки и оконтурены двумя ее потоками. Эти вулканы расположены на расстоянии 3 км один от другого, на одной линии северо-восточного простирания. Собственно вулкан Чепе состоит из нескольких слившихся вулканических сооружений с лежащими рядом центрами излияний. Из них наиболее отчетливо выражены в современном рельефе три центра извержений на вершине массивной вулканической постройки, со сравнительно крутыми склонами (см. рис. 10,Б).

На юго-западе с основанием вулкана Чепе сливается вулкан высотой 2067 м, у которого, по мнению В.П. Солоненко, сохранилась восточная половина прикратерного вала. Формирование собственно вулкана Чепе происходило в три стадии (Живая тектоника., 1966). В первую, эксплозивную, стадию были взорваны граниты и ледниковые отложения. После взрыва излились трахибазальты, покрывшие дно долины Эймнаха.

Во вторую стадию сформировался массивный конус вулкана Чепе, причем неоднократно изливались трахиты и трахиандезиты — более вязкие лавы, чем в начале вулканической деятельности. Третья, эксплозивная, стадия завершилась образованием кратера взрыва, состоящего из двух вложенных одна в другую взрывных воронок: первой диаметром 570—600 м и второй, у северо-восточного края первой, диаметром около 250 м. Между этими кратерами поднимается перемычка высотой 37 м с десятиметровым конусом и восьмиметровым обелиском — нечком (?). Взрывной кратер окружен краевыми трещинами, в юго-западной трещине имеется два паразитических конуса (20 x x 30 м), из них юго-восточный с озерком. Около южной кромки кратера имеются гарнитосы (диаметр до 20 x 25 м). Высота кратера достигает 6 м (Живая тектоника., 1966).

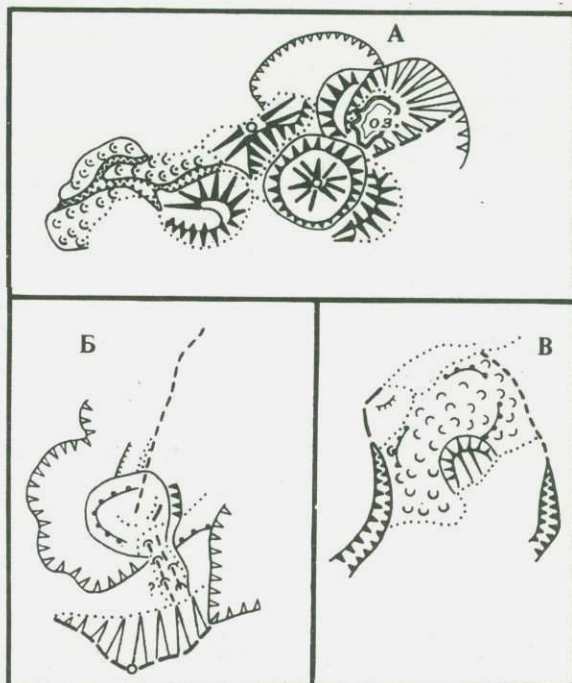
Формирование пятого вулкана из группы вулкана Чепе также происходило в несколько стадий. После образования вулканического конуса, который был прорван на юго-западе и на северо-востоке, в несколько приемов изливалась вязкая лава, потоки которой спустились на дно долины Нарзанной.

Группа вулканов Аку расположена примерно в 2,5 км юго-западнее крайнего, западного вулкана из группы Чепе, на водоразделе Сыни и Эймнаха, между истоками речек Аку, Сыни и Турукта (рис. 11). Здесь на дне кара и в верховьях трога расположены три вулкана (см. рис. 11,А). В центре находится вулкан типа сомма-везувий: в обширный взрывной кратер вложен крутосклонный и уплощенный сверху купол (экструзия из вязкой трахиандезитовой лавы), окруженный кольцом соммы. Диаметр основания экструзии около 800 м, высота 140 м (абсолютная высота 1968 м). Западнее экструзии имеется конус вулкана, прорванный с запада. Западнее и севернее последнего вулкана дно трога покрыто лавовым потоком. С другой стороны, северо-восточнее центрального вулкана, в каре располагается кратер взрыва с кратерным озером. Диаметр кратера с озером 1000 м, общая глубина кратера больше 300 м, а озера — 275 м. Размеры озера 350—600 м. У западного края кратера находится остаток взорванного вулканического конуса.

В первую фазу деятельности вулкана Аку из общего кратера (вероятнее из западного вулкана) изливались трахибазальты, текшие к западу в долину Сыни. Позже, вероятно, при взрыве образовался центральный кратер взрыва, и в нем поднялся экструзивный купол. В третью стадию в соседнем каре в результате взрыва возник более молодой кратер, в настоящее время с озером. Лавы в эту стадию излилось мало.

Р и с. 11. Вулканы верховий рек Сыни и Исакчан

А — вулканы Аку; Б — экструзия Сыни; В — предполагаемый вулкан Исакчан. Условные обозначения см. рис. 3



Голоценовый вулкан Сыни располагается в 8 км северо-западнее западного вулкана из группы вулканов Аку. Он помещается на стенке кара, в истоках одного из левых притоков Сыни (левый приток Эймнаха), на высоте 450 м над рекой и 1700 м над уровнем моря. Базальтовый поток этого трещинного вулкана спускается на дно долины Сыни. Они и расположенный на той же трещине побочный кратер Сынок с базальтовым потоком описаны В.П. Солоненко.

В 12 км северо-западнее вулканов Аку, в каре верховий лезого притока Сыни, нами обнаружен купол, по-видимому, экструзия, такого же диаметра, как и экструзия Аку, но более низкая (см. рис. 11,Б). Здесь сохранилась восточная стенка предполагаемого кратерного кольца. На купол с юго-востока от подножия сбросового уступа спускается предполагаемый лавовый поток. Это крупное сооружение отчетливо видно на аэрофотоснимках на дне кара, и, по-видимому, от него спускается лавовый поток. Абсолютная высота у подножия купола 1465 м. Еще одно вероятное вулканическое сооружение в виде низкого разрушенного с юго-восточной стороны холма и облекающего его с трех сторон пологого купола из застывшей вязкой лавы видно в 3 км юго-восточнее вулкана Аку, на поверхности вершинного лавового плато южного склона хр. Удокан, около верховий р. Исакачан (см. рис. 11,В). На вершинном лавовом плато хр. Удокан имеется, кроме описанных вулканов, еще много похожих на вулканы денудационных останцов и возможны находки других малых четвертичных вулканических сооружений.

Таким образом, в полосе от Тункинской котловины до хр. Удокан обнаружено больше сорока хорошо различимых на аэрофотоснимках четвертичных вулканических аппаратов центрального типа: вулканические конусы, экструзивные холмы и кальдерообразные впадины, а также много лавовых потоков с выраженными и не выраженными в рельефе центрами извержений, низких вулканических гряд и холмов и т.д. В большинстве случаев в начале происходило спокойное излияние базальтов, проплавивших земную кору или поднявшихся по трещинам и создавших в центрах излияний плоские купола с кальдерами и бокками или без них. Тогда же или позже возникли эксплозивные кратеры. На более поздней стадии образовались шлако-лавовые и лавовые вулканические конусы малых размеров, как в вершинах крупных лавовых потоков, так и в других местах, где из вулканов излились наиболее молодые лавовые потоки. В заключительную стадию некоторые вулканы были взорваны, особенно на востоке, и в отдельных кратерах поднялись экструзивные купола из вязкой лавы. В это же время, вероятно, возникли экструзивные холмы и гряды, возвышающиеся изолированно. Большая часть четвертичных вулканических сооружений имеет средне-позднеплейстоценовый возраст, некоторые — голоценовый.

ГЕНЕЗИС И ОБЛИК МОРФОСТРУКТУР

Для возрожденных остаточных-глыбовых гор характерны: плоскогорный ландшафт, в разной степени расчлененный разломами и реками, очень резкие переходы к крутым склонам и четкое ограничение их от края предгорных и внутрикотловинных равнин. Некоторые горные хребты представляют сложные горсты или сводообразные и щитообразные поднятия, осложненные разломами, а впадины — сложные грабены и прогибы, ограниченные существующими с палеозоя и даже с докембрия глубинными разломами. Крупные блоки подняты на разную высоту, разбиты разнонаправленными разломами на множество малых блоков, образующих плато, горные хребты и котловины, среди которых выделяются морфоструктуры различных порядков (Мещеряков, 1965). Из морфоструктур наиболее крупными являются нагорья и большие межгорные понижения, расположенные в горных областях — геотектурах второго порядка. Последние выражены в рельефе прямо и обладают значительным радиусом кривизны пологого вершинного уровня (уклон $0,5-1,5^{\circ}$). Таковы сводообразные линейно-вытянутые нагорья — Прибайкальское, Становое и Прихубсугульское, Восточносааянское и Хэнтэй-Чикойское и щитообразные (куполообразные) — Северобайкальско-Патомское нагорье и другие.

Комплексная характеристика сводов дана И.В. Корешковым (1960), который выделил своды на разных стадиях их развития. К первой стадии он отнес пологие и сравнительно широкие своды, мало расчлененные сбросами и реками, с широко распространенными выровненными поверхностями, например Патомское нагорье. Своды второй стадии

развития испытали дифференцированные глыбовые перемещения по мощным разломам на фоне общего поднятия и глубокого эрозионно-го расчленения. Таков Алтай. На третьей стадии своды продолжали подниматься, котловины опускались и действовали процессы денудации и сноса. Таковы Байкальский свод и Восточный Саян. В Байкальский свод И.В. Корешков включил, кроме Прибайкальского и Станового нагорий, Селенгинское среднегорье с Витимским плоскогорьем и Хэнтэй-Чикойское нагорье. Это, на наш взгляд, неправильно, так как, несмотря на то, что этот район и поднимается с конца кайнозоя, Селенгинское среднегорье вместе с Витимским плоскогорьем представляет собой очень пологий прогиб между Прибайкальским и Становым нагорьями и Хэнтэй-Чикойским нагорьем;

Морфоструктуры первого порядка включают морфоструктуры второго порядка — крупные горные хребты, плоскогорья и впадины. Они отличаются меньшими размерами и большей выраженностью в рельефе дизъюнктивных нарушений. При их образовании в Забайкальском среднегорье главенствовали пологие изгибовые деформации по разломам, а в Восточно-Саяно-Байкальском нагорье — преимущественно дизъюнктивные движения глыб. К морфоструктурам третьего порядка относятся выраженные в рельефе узкие горсты и грабени. Некоторые морфоструктуры второго и третьего порядков представляют собой в основе перекошенные тектонические глыбы, "циркульные" глыбы, по А.В. Волину (1963), например, о-в Ольхон, одиночные глыбовые горы у восточного склона Икатского хребта и др. Положительные морфоструктуры второго порядка по преобладающему типу тектонических деформаций В.П. Солоненко и другие исследователи (Сейсмотектоника., 1968) подразделяют на: краевые щитовидные, сбросово-сводовые, глыбовые, сводово-блоковые и сводовые поднятия, которые связаны между собой постепенными переходами.

В зависимости от особенностей горообразования и возникающих при этом геотектур и геоструктур Е.В. Павловский (1948а) и Н.А. Флоренсов (1948) выделили в Прибайкалье и Забайкалье основные типы котловин: байкальский, забайкальский и гобийский. Н.А. Флоренсов (1959а,б, 1964в; Байкальский рифт, 1968) уточнил и расширил эту классификацию и описал, кроме типов впадин, основные типы горообразования положительных гео- и морфоструктур. В большей восточной части Восточно-Саяно-Байкальской зоны, в пределах Байкальской рифтовой подзоны, горообразование, по мнению Н.А. Флоренсова, происходило по байкальскому типу; с самого начала воздымания пологие своды были осложнены плоскими, обычно линейно-вытянутыми прогибами, которые позже были деформированы и разбиты продольными гравитационными сбросами. Вдоль сводов при их воздымании и обрушивании по разломам образовались межгорные впадины, окаймленные рифтовыми горами, обновляемыми гравитационным скалыванием, опусканием отдельных параллельных сбросовых пластин, вследствие чего впадины расширялись, а горные своды разрушались изнутри (Флоренсов, 1965а).



Р и с. 12. Сглаженные горы Забайкалья

В Забайкалье горообразование шло по переходному типу, близкому к гобийскому. В этом случае происходило медленное пологое вспучивание линейно-вытянутых морфоструктур, сопровождающееся продольным раскалыванием, особенно на крыльях вблизи подгорных равнин, где возникли крутые надвиги или краевые грабены (Флоренсов, 1965а). В некоторых морфоструктурах последнего типа по продольным расколам, по оси свода, поднимались горные массивы и в общем сводовое поднятие вовлекались подгорные полосы равнин (бэли) в межгорных котловинах, которые постоянно суживались. Горные хребты Забайкалья имеют вид пологих и широких увалов, сравнительно слабо разбитых разломами (рис. 12).

Из отрицательных морфоструктур для Центрально-Азиатского орогенного пояса обычны обширные, длинные и сравнительно узкие межгорные понижения байкальского и забайкальского типов и изометричные гобийского типа, включающие лежащие одна за другой замкнутые котловины и межкотловинные перемычки — морфоструктуры более высокого порядка (Флоренсов, 1960а). Последние, в свою очередь, состоят из меньших котловин и поднятий. Межгорные понижения и составляющие их котловины в плане имеют угловатые очертания, связанные с системами пересекающихся разломов, обычно прямолинейных, коротких и различно направленных. Межкотловинные поднятия и пороги в котловинах обычно связаны с узкими горстами — отрогами соседних гор. Четковидные полосы межгорных понижений прослеживаются далеко, на 1000—1200 км, и вытянуты параллельно главным тектоническим линиям домезозойского фундамента (см. рис. 1). Они показаны более менее одинаково на различных карто-схемах (Пресняков, 1940; Иванов, 1941, 1949; Думитрашко, 1952а; Флоренсов, 1948, 1960а; Лучицкий, 1940; и др.). Размеры отдельных котловин в полосах и вне их очень различны — длина 5—120 км, ширина 2—25 км.

Байкальский тип морфоструктур

Обстоятельные исследования геоморфологии, геологического строения и происхождения Байкальского рифта, особенно впадин Байкала, опубликованы в работах В.А. Обручева (1922, 1936, 1948, 1951 и др.), Е.В. Павловского (1939, 1948а,б, 1956 и др.), Н.В. Думитрашко (1948а, 1952б и др.), В.В. Ламакина (1952б, 1968, и др.), Б.Ф. Лут (1964 и др.), Н.А. Флоренсова (1960а, 1964а,в; Байкальский рифт, 1968 и др.), В.П. Солоненко, С.Д. Хилко (Живая тектоника., 1966; Сейсмотектоника., 1968 и др.), Ю.А. Зорина (1971 и др.). Этому объекту посвящено также множество работ других авторов.

Байкальский рифт (Байкальская рифтовая подзона) протягивается от оз. Хубсугул на юго-западе до Алданского плоскогорья на северо-востоке и входит в Трансазиатский сейсмический пояс (до 10—11 баллов), при этом наиболее сейсмичными являются шовные линии — крупные глубинные разломы. Эпицентры самых сильных землетрясений лежат не глубоко (10—20 км) и связаны с молодыми разрывами, наложенными на глубинные разломы или оперяющими их. Этот рифт отличается контрастностью форм рельефа, большой высотой, крутизной склонов, наиболее значительными амплитудами новейших тектонических движений, резкой асимметрией впадин и горных хребтов: один склон высокий и оборван сбросами, а противоположный — пологий и разбит многочисленными разломами со значительно меньшими амплитудами перемещений по ним. Вершинная поверхность горных хребтов полого наклонена к западу или к северо-западу, вместе с хребтами сильно раздроблена и окаймлена разломами, часто образующими крутые уступы, разделяющие узкие ступенчатые глыбы.

Внутригорные впадины байкальского типа — “рвы” имеют в основном хорошо выраженную линейность, очень глубокие, резко асимметричные: северный и северо-западный борта обычно гораздо круче южного и юго-восточного. Эти впадины отличаются значительной крутизной и ступенчатостью склонов, окружены резко расчлененными средними и высокими горами, отделенными от днищ впадин полосами разломов со сбросами и без них. Предгорья сильно сужены или отсутствуют. Впадины заполнены мощной толщей кайнозойских отложений (сотни и тысячи метров). Отдельные участки впадин иногда очень быстро погружаются (залив Провал у Байкала, Тункинская и Баргузинская котловины).

Впадины байкальского типа представляют собой разного размера грабены от очень больших (Байкальская) до маленьких (котловины с озерами Орон, Амут, Ничатка и др.). Крупные впадины наискось пересекаются узкими поднятиями фундамента — горстами, окаймленными продольными разломами, и включают котловины. Пересекающие межгорные понижения разломы часто прослеживаются далеко в глубь гор, а внутривпадинные поднятия представляют продолжения горных отрогов — узких горстов (Олюнин, 1968в). Узкие, часто зачаточные впадины, похожие на котловины байкальского типа, местами имеются и за пределами Байкальского рифта (Байкальской рифто-



Р и с. 13. Тункинские Гольцы и котловина байкальского типа

вой подзоны), например, в юго-восточной части Восточного Саяна — Окинская котловина и другие. Возможно, такой впадиной является грабен Телецкого озера на Алтае. Предполагаются они и в других районах горного пояса юга Сибири.

Самая крупная впадина Байкальского рифта занята Байкалом и частично отложениями дельт Селенги, Верхней Ангары, небольших рек и ручьев. На северо-востоке и юго-западе Байкальское межгорное понижение разветвляется на менее значительные понижения: Верхнеангарское, Баргузинское, Тункинское, Восточно-Саянское и другие (рис. 13). Эти межгорные понижения в плане напоминают очертания раскрытых птичьих крыльев (Флоренсов, 1959б и др.), а в поперечнике асимметричны, причем их крутые и высокие западные, северо-западные или северные борта возникли вдоль главных сбросов — Тункинского, Обручевского, Баргузинского и других, а более низкие и пологие противоположные склоны разбиты разломами, более короткими и с меньшей амплитудой вертикальных перемещений по каждому сбросу в отдельности.

Внутригорные понижения Байкальского рифта состоят из параллельных цепочек котловин и разделяющих их перемычек. Одна из подводных перемычек — ступенчатый горст — пересекает Байкал наискось по линии Ольхон — Ушканы острова (Верещагин, 1949; Лут, 1964; Олюнин, 1968в). На подводных склонах байкальских котловин обнаружены глубокие рвы-каньоны, по-видимому, зияющие тектонические трещины (Ладохин, 1957а, б; Лут, 1964; и др.). В подводной части южного склона Байкальской впадины отмечены горизонтальные смещения по трещинам, а в дельте Селенги — подводные долины, возможно, образованные деятельностью "мутявых потоков".

Современные котловины Прибайкалья имеют неогеновый, неоген-четвертичный или четвертичный возраст (Флоренсов, 1964а; Лут, 1964).

По мнению Н.А. Флоренсова, неогеновые впадины байкальского типа утратили способность к дальнейшему одностороннему развитию (Быстринская, Ильчирская и Мондинская котловины), а более молодые ее сохранили. К неоген-четвертичным впадинам относятся: Байкальское и Баргузинское межгорные понижения и Тункинская котловина, а к четвертичным — Окинская, Нироканская, Тураки, Орон и, возможно, Верхне-Ангарская котловина и другие.

Три разновозрастные котловины впадины Байкала наложены на обширные пологие неогеновые прогибы, но не наследуют их полностью. Формирование этих прогибов началось в олигоцене и миоцене в результате опускания земной поверхности над наиболее активными сгущениями разломов. В четвертичное время эти прогибы были частично раздроблены сбросами, отчасти погребены под более молодыми отложениями и отделены от четвертичных впадин горами, обращенными крутыми сбросовыми склонами к Байкалу. Так возникли сателлитные неогеновые впадины восточного побережья Байкала. Его четвертичные котловины сместились к западу, к Обручевскому сбросу, в них продолжаются энергичное опускание и накопление осадков.

Вертикальные перемещения разных знаков и интенсивности зафиксированы на берегах Байкала, где чередуются участки, активно поднимающиеся (горсты) и опускающиеся (грабены). Об этом свидетельствуют прерывистое размещение на берегах Байкала одних и тех же озерных террас на разной высоте над озером, наклоны их поверхности вдоль берега озера и местное захоронение под более молодыми отложениями. Подробнее этот вопрос изложен В.В. Ламакиным (1968).

Местами неогеновые и четвертичные впадины наложены на мезозойские. Например, в юго-восточной части дельты Селенги Усть-Селенгинский неогеновый прогиб наложен на позднеюрский. В этом же районе вертикальные перемещения по разломам особенно велики (больше 6000 м). Сильно перестроен позднемезозойский рельеф и на северо-восточном конце Байкальского рифта, где верхнеюрские отложения залегают в двух крупных тектонических впадинах северо-западного простирания, впоследствии разбитых разломами и испытавших дифференцированные вертикальные блоковые поднятия. Они оказались на дне кайнозойских котловин и на горных хребтах. Наложённые кайнозойские морфоструктуры имеют субширотное и северо-восточное простирания (Живая тектоника., 1966).

Байкальский рифт возник на месте позднемезозойского Байкальского свода при неоген-четвертичном краевом антеклизоподобном поднятии активизированной древней платформы, вдоль продольных глубинных разломов. Впадины рифта вытянуты вдоль его оси, но в южной половине они приурочены к краю Сибирской платформы.

По мнению Н.А. Флоренсова (1964а), локализация, ориентировка и асимметрия байкальских впадин контролируются: полосой раздробления архейского фундамента и выходов в современном срезе архейских глыб, простиранием протерозойских и особенно каледонских складчатых форм, положением и ориентировкой заложенных в докембрии глубинных разломов. На эти древние геоструктуры, выявленные

геофизическими и геологическими методами, наложены часто не совпадающие с ними молодые разломы, прогибы и своды. Молодые геоструктуры в основном прямо выражены в рельефе. В кайнозое глыбы Байкальского рифта испытали преимущественно вертикальные перемещения.

Байкальский рифт подобен Великому Африкано-Аравийскому рифту и зоне Рейнских грабен. Здесь и там системы грандиозных кайнозойских грабен возникли по продольным разломам на фоне обширных антеклизоподобных поднятий активизированных древних платформ с выровненной поверхностью, при этом у Байкальского рифта воздыманию горных хребтов предшествовало образование пологих прогибов, превратившихся позже в котловины рифта. Амплитуда вертикальных перемещений по прерывистым сбросам достигла 1000—2000 м, активные тектонические перемещения продолжают и в настоящее время. Рифтовые зоны отличаются высокой сейсмичностью, по окраинам впадин располагаются горячие источники, а по периферии сводообразных поднятий местами наблюдалась мощная эффузивная деятельность. Впервые сходство структур Байкала, Восточной Африки и Аравийского полуострова отметил Н.С. Шатский (1932) и подробно сравнивали их Е.В. Павловский (1939, 1941), В.В. Белоусов (1962) и многие другие исследователи. Байкальский рифт одного размера с системой Рейнских грабен или с отдельными частями Африкано-Аравийского рифта. Его длина достигает 2000 км. Ширина сводов Байкальского рифта 150—200 км, Рейнского — 150—400 км, в районе Мертвого моря около 150 км. Ширина впадин Байкала 20—60 км, Рейнского грабена — 30—240 км, Мертвого моря 20—50 км. Во всех этих впадинах залегают очень мощная толща кайнозойских и местами мезозойских отложений.

Во всех рифтовых зонах широко развиты отвесные сбросы, а в очагах современных землетрясений существуют горизонтальные растягивающие напряжения, приложенные вкрест простирания главных геоструктур (Cloos, 1939; Байкальский рифт, 1968). Особенно широко распространено представление о возникновении впадин байкальского типа в результате растяжения земной коры на выгибающемся своде (Обручев, 1935—1938; Тетяев, 1941; Корешков, 1960; Белоусов, 1962). Клоос (Cloos, 1939) на экспериментальной модели показал возможность образования рифтовых впадин при растяжении и последующем обрушивании осевой зоны свода.

И.В. Лучицкий и П.М. Бондаренко (1967) на основании экспериментов по моделированию Байкальского рифта пришли к выводу, что такой рисунок впадин и хребтов мог получиться только при сочетании вертикальных сил с горизонтальным сдвигом, сопровождавшимся вращением. Они считали, что в природе глубина опускания дна впадин достигается частичным плавлением астенолита и излиянием по трещинам на поверхность Земли лавы. В.В. Белоусов (1966) также полагал, что такие впадины возникли при обрушивании сводов. По мнению Е.Е. Милановского (1970) и многих других исследователей (Артемьев, Артюшков, 1968; Булмасов и др., 1968; Ламакин, 1968; Зорин, 1971;

и др.), эти впадины не могли образоваться в результате провала осевой части свода.

Е.Е. Милановский считал это невозможным, в частности, по отношению к байкальскому и большей части впадин Африкано-Аравийского рифта, так как здесь рифтообразование началось с проседания осевого грабена. Иллюзию свода создали потом поднявшиеся односторонние горсты и полусводы. По мнению В.В. Ламакина, впадины Байкала возникли на краю платформы у подножия Байкальского свода в результате провала при новейших раздвигово-сдвиговых перемещениях и вертикальных передвижках по сбросам. Растяжение земной коры обусловлено возникшими в ней силами под воздействием лунно-солнечных приливов. При этом литосфера раскололась и в образовавшийся разлом провалился материал земной коры. Окружающие Байкал горы являются "изостатическими противоположностями", которые, по мнению Ю.А. Зорина (1971), невозможны при допущении образования щели в мантии. По расчетам Ю.А. Зорина, байкальские впадины не могли образоваться только за счет одного растяжения свода.

По мнению Ю.А. Зорина (1971), S-образный изгиб рифтовой зоны, возможно, связан с неоднородностями в верхней мантии. Также резко изогнуты оси древних складок и осадочный чехол Сибирской платформы. Нельзя объяснить происхождение Байкальского рифта и за счет обрушивания свода вследствие излияний на поверхность Земли базальтов, так как их объем во впадинах рифта и в соседних районах значительно меньше объема впадин. Поэтому ни излияния в отдельности, ни в сочетании с растяжением поднимающегося свода не объясняют происхождение Байкальского рифта. Нельзя также объяснить его происхождение опусканием клиновидных блоков по разломам, пересекающим всю земную кору, как это предполагает Веининг-Мейнес (Vening-Meinesz, 1950; Heiskanen a. Vening-Meinesz, 1959). В этом случае под впадинами байкальского типа возникли бы "корни", которых на самом деле нет (Зорин, 1971).

На основании особенностей строения земной коры, новейшей тектонической структуры, истории формирования и соотношений с предшествовавшим тектоническим развитием Е.Е. Милановский (1970) Байкальский рифт отнес к рифтовым зонам "щелевого" невулканического или слабо вулканического типа. К этому типу принадлежит большая часть африканских рифтов (грабены Альберта, Танганьики, Руква и др.) и Рейнский. Здесь опускания преобладают над поднятиями, которые растут на поздней стадии развития. У Байкальского рифта центры извержений имеются только на его концах и приурочены (кроме Тункинской котловины) к краевым поднятиям. Этот рифт отличается от подобных рифтов меньшей щелочностью основных изверженных пород. При его формировании сначала вдоль сбросов заложилась узкие грабены, которые потом расширились, углубились и заполнились олигоцен-миоценовыми мелкозернистыми осадками. Позже впадины заполнились более грубообломочным материалом, а окружающие горы поднялись. Произошло выдвигание сводов и глыб земной коры вместе с подкоровым субстратом на наиболее сильно растяну-

тых и разорванных участках, как и у океанических рифтов. В отличие от "щелевого" типа Байкальского рифта у сводово-вулканического типа (Эфиопский, Кенийский рифты) очень большой разогрев глубинных толщ на фоне общего малого растяжения вызвал поднятие сводов, образование магматических очагов и мощную вулканическую деятельность. Последняя сопровождалась обрушением в зонах главных магмовыводящих трещин и формированием грабенов (Милановский, 1970).

Ю.А. Зорин (1971), М.А. Артемьев и Е.В. Артюшков (1967, 1968) считают, что впадины байкальского типа сформировались в результате пластического растяжения земной коры, когда ее поверхность прогибается, а подошва поднимается и вещество мантии заполняет промежуток под корой, образуя "антикорень", как это представлял себе Бухер (Bucher, 1933). Широкие впадины образовались лишь в результате преимущественно пластических деформаций, а узкие — вследствие оседания блоков по трещинам. В развитии крупных впадин некоторое значение имело увеличение веса за счет внедрения основных и ультраосновных интрузий. Растворение же коры в мантии невероятно. Разломы секут лишь верхнюю более холодную часть коры, на что указывают слабая связь с ними кайнозойских базальтов и расположение гипоцентров современных землетрясений на глубине 10—20 км. Большие амплитуды сбросов у поверхности Земли связаны не с глубоким их заложением, а со значительным перераспределением материала коры при ее растяжении.

По мнению Ю.А. Зорина (1971, 1973), как мы уже отмечали, под впадинами байкальского типа нет "корней", а "антикорни" четко выражены лишь под впадинами шире 35—45 км, так как длина "шейки" ("антикорня") не может быть короче первоначальной мощности земной коры. Байкальский свод сформировался в результате подъема под кору с глубины более легкого разогретого вещества, которое, достигнув подошвы земной коры и приподняв свод, растекалось в стороны, приобрело уплощенную по вертикали форму, вызвало при этом растяжение коры и оседания свода. Поднятие поверхности астеносферного слоя под Байкальским сводом асимметрично. Под Сибирской платформой он лежит значительно глубже, чем под Забайкальским среднегорьем, поэтому горизонтальное течение астеносферного вещества должно направляться от Байкала к юго-востоку. Такое течение могло сглаживать восточные склоны "антикорней" крупных впадин. Земная кора стремится к изостатическому равновесию, поэтому в структуре депрессий должна была отразиться асимметричность "антикорней". Этим, вероятно, объясняется одинаковая асимметричность поперечников больших впадин байкальского типа, какой нет у малых. Роль изостазии при образовании крупных впадин мала: компенсировать могут осадки и основные и ультраосновные интрузии. С такими интрузиями, вероятно, связана увеличенная толщина коры под Хамар-Дабаном и Восточным Саяном, где наблюдаются излияния базальтов. Для этого района, как и для Саян, Алтая, Монголии, характерны горизонтальные сжимающие напряжения (Мишарина, 1967).

Забайкальский тип морфоструктур

В Забайкальской области умеренного горообразования распространены сравнительно низкие и длинные плосковерхие горные хребты. Между хребтами на большей части территории Забайкалья (кроме Хэнтэй-Чикойского нагорья и крайнего юго-востока Забайкалья) лежат впадины забайкальского типа — "бассейновидные долины" И.Д. Черского.

Это — линейно вытянутые прогибы, обычно с плавным переходом плоских днищ в предгорья и с хорошо развитым горным обрамлением. У большей части таких впадин слабо выражена асимметрия склонов, причем северные и северо-западные склоны обычно круче противоположных. На склонах впадин в разной степени выражены в рельефе молодые сбросы и надвиги. Мощность континентальных мезо-кайнозойских отложений в котловинах различна, до 2500 м (Гусиноозерская котловина), а кайнозойских достигает десятков и сотен метров, что свидетельствует о продолжительном и большом опускании забайкальских впадин.

Предгорья часто сложены слоистыми мезозойскими вулканогенными и осадочными отложениями, полого-наклоненными к депрессиям и образующим куэсты и останцы другого вида. Форма впадин, их положение и пологие очертания окаймляющих горных хребтов свидетельствуют об изгибовых дислокациях в Забайкалье, сопровождавшихся меньшими перемещениями по разломам, чем в горах байкальского типа, а также о частичном размыве отложений мезозойских впадин. На большое значение разломов при образовании этих впадин указывают их кулисообразное размещение и изломанность прямолинейных в плане контуров, но менее резкая, чем у котловин байкальского типа.

В Забайкальском среднегорье наблюдаются слабые нарушения изостатического равновесия, связанные с крупными кайнозойскими структурами. Над большими сводами (Даурский, Олекминский Становик, Удино-Газимурский) обнаружены отрицательные аномалии, над крупными межсводовыми понижениями — максимумы, а над узкими забайкальскими впадинами (ширина 10—20 км) — гравитационные минимумы, связанные с особенностями мезозойских отложений (Зорин, 1971). Направление новейших вертикальных движений совпадает с позднемезозойскими и соответствует направлениям изостатических сил (Зорин, 1971). Современный рельеф Забайкалья унаследован с позднего мезозоя и обусловлен позднемезозойскими гранитоидными интрузиями, причем интенсивность их и мощность земной коры больше в районах новейших поднятий. В поздней юре земная кора была разогрета и обладала повышенной пластичностью, что препятствовало проникновению на поверхность Земли основной магмы. В раннем же мелу, при некотором охлаждении, возникли разломы и по ним начали изливаться базальты, в позднем мелу излияния прекратились. Новейшие тектонические движения в Забайкалье, вероятно, связаны с унаследованными с мезозоя изостатическими движениями, возобновившимися при разогреве мантии в новейшее время, менее значительном, чем в рифтовой зоне. По мнению Ю.А. Зорина, в кайнозое поднима-

лись в Забайкалье лишь самые крупные положительные геоструктуры, а отрицательные только участвовали в общем воздымании Забайкалья, произошедшем из-за разуплотнения мантии. При поднятии сводов разломы подновились и на поверхность Земли местами излились базальты. Механизм горообразования отдельных хребтов и котловин Забайкалья не ясен. Не ясно их изостатическое состояние из-за влияния плотностных неоднородностей. Однако под более значительными горными хребтами зон относительного опускания есть слабые отрицательные изостатические аномалии. Если горные хребты поднимались в новейшее время под действием изостаии, то эти движения осуществлялись по глубокому разломам, о которых свидетельствуют излияния кайнозойских базальтов в забайкальских впадинах.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МОРФОСТРУКТУР И ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

Самые древние этапы развития рельефа района почти не известны¹. На древнем геоморфологическом этапе развития морфоструктуры возникали неодновременно. В конце перми — начале триаса произошло интенсивное горообразование и накопление мощных толщ терригенных отложений во впадинах. С конца перми на юге Забайкалья возникла суша. В триасе здесь существовали горы, которые по крайней мере дважды подвергались эрозионному расчленению, денудации и вулканической планации: во впадинах накопилась громадная толща (8—10 км) отложений. На юге западного Забайкалья тогда было не меньше двух вулканических циклов. В конце триаса мелководное море ингрессировало в восточное Забайкалье. На месте Станового нагорья в триасе было огромное плоскогорье, а в Горном Алтае горы.

Значительно лучше известна история развития рельефа с юры, когда здесь существовали подобные современным горы. В ранней юре горы возвышались на месте Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау, о чем свидетельствуют нижнеюрские конгломераты во впадинах. В восточном Забайкалье в ранней и средней юре имелся узкий морской залив, дно которого интенсивно прогибалось (4 км отложений). Его окружали горы, с которых сносился грубообломочный материал. В конце средней юры на юге Сибири образовались горы, площадь котловин сократилась, их края поднялись, возникли новые и подновились старые разломы. Реки, размывая эти резко расчлененные горы, выносили обильный обломочный материал к северу на равнины. В юре в Минусинской впадине возникли отдельные котловины, разделенные горами.

На рубеже средней и поздней юры в Забайкалье интенсивно образовались гранитные интрузии, сопровождавшиеся существенной тектонической перестройкой. Начался переход от геосинклинального к орогенному этапу. На месте Удино-Газимурского и Даурского прогибов

¹ История развития рельефа подробно освещена в книгах "Алтай-Саянская горная область" (1969), Ю.Г. Симонова (1972) и "Нагорья Прибайкалья и Забайкалья" (1974).

сформировались обращенные поднятия, и морской пролив закрылся. Зитимо-Селенгинская и Приаргунская антиклинали превратились в относительные депрессии (Зорин, 1971). Возникли основные морфоструктуры. В западном Забайкалье поднялись высокие горы, которые в восточном были ниже. Глыбовые движения были тогда интенсивнее на западе, чем на востоке (Иванов, 1949; Предбайкалье и Забайкалье, 1965).

Гипотеза В.А. Обручева (1922) о полном уничтожении гор к концу мезозоя, когда повсюду возникли низкие бескрайние равнины единого донегенового пенеплана, раньше была общепринятой. Она привлекала своей простотой и была очень удобна в качестве исходного пункта в исследовании тектонической жизни в новейшее время. Но эта концепция не учитывает всех фактических данных о существовании древнего денудационного рельефа и строении отложений впадин. К тому же в основе ее лежит допущение полного прекращения тектонической жизни на огромной территории в конце мезозоя.

Останцы древних выровненных поверхностей доорогенного этапа развития распространены довольно широко, но неравномерно, и площадь каждого из них сравнительно мала. Они представляют собой фрагменты сглаженных низких гор, холмисто-грядовых возвышенностей, реже денудационных и аккумулятивных равнин. Лучше всего эти поверхности сохранились в межгорных понижениях забайкальского и гобийского типов (Флоренсов, 1960а). Остатки таких поверхностей имеются в нижних частях склонов гор. В верхних частях склонов и на вершинах, особенно байкальского типа с альпийским рельефом, останцы древних выровненных поверхностей отсутствуют. Они уничтожены денудацией в новейший орогенный этап развития рельефа. Вершины и водораздельные гребни современных гор обычно несколько, часто значительно, ниже исходной выровненной поверхности и лишь приблизительно повторяют ее очертания. В горах забайкальского типа позднемезозойская — палеогеновая поверхность выравнивания местами совпадает со сглаженными участками водораздельных гребней и вершин гор. Особенно широко распространены поверхности выравнивания орогенного этапа выравнивания — педименты, заходящие в глубь гор и возникшие под влиянием различных склоновых процессов в разных климатических условиях (Дэвис, 1962; Тимофеев, 1964; Кинг, 1967; и др.).

Существует мнение об единой мел-палеогеновой вершинной поверхности выравнивания, которая в неотектонический этап была поднята или опущена по разломам на разную высоту, перекошена, расчленена реками, кора выветривания была смыта или сохранилась преимущественно в котловинах (Алтае-Саянская ..., 1969; и др.). Наиболее значительные участки этой поверхности сохранились на Тянь-Шане, Алтае, в северо-западной части Восточного Саяна.

Древние поверхности денудационного выравнивания — сырты Тянь-Шаня еще в 1904 г. исследовали Дэвис (Dewis, 1905) и Хэнтингтон (Huntington, 1905). Они считали сырты сохранившимися участками ранее обширного пенеплена, сформировавшегося на месте герцинской

горной страны в результате мезозойской и палеогеновой денудации. Этот пенеплен во время альпийского орогенеза был раздроблен разломами и поднят на разную высоту. С.С. Шульц (1948) полагал, что древние денудационные поверхности Тянь-Шаня смяты в широкие пологие складки первого порядка, осложненные складками второго порядка и сопровождающиеся разрывами. Этот процесс проходил в несколько этапов. Останцы доорогенной поверхности выравнивания сохранились на привершинных участках сводово-глыбовых поднятий — на горных хребтах и плоскогорьях низких и средней высоты. На высокогорных альпийских хребтах такие поверхности обычно уничтожены. Значительные по площади высокогорные участки выровненных поверхностей — сырты находятся на поднятых днищах межгорных депрессий и лежат обычно ниже окружающих альпийских гор. Они представляют собой примеры педимента. Таковы, например, выровненная поверхность в хр. Кунгей-Алатау в верховьях р. Чонкемин, сырты в бассейне р. Сарыджас и т.д. Другие исследователи на Тянь-Шане выделяют до пяти-семи выровненных поверхностей доорогенного и орогенного этапов развития рельефа.

На Алтае древние поверхности выравнивания отмечались на высоте 2500—2700 м и больше, 1900—2100, 1600—1800 м и ниже, до днищ впадин и предгорных плато. Их описывали Г.И. Гранэ, Е.В. Девяткин, М.С. Калецкая, В.П. Нехорошев, В.А. Обручев, О.А. Раковец и многие другие исследователи. По мнению Е.В. Девяткина, древний выровненный рельеф сформировался в результате одного мезозой-позднепалеогенового эрозионного цикла (Алтае-Саянская..., 1969; и др.). Глубина его расчленения превышает 500 м, в понижениях он перекрыт неогеновыми осадками разного генезиса и четвертичным делювием. Ю.П. Селиверстов на Алтае также выделил одну поверхность выравнивания мел-раннепалеогенового возраста, смятую в пологие складки. Другие исследователи отмечали, что на более или менее ровных крутых склонах впадин древняя денудационная поверхность отсутствует, а сами склоны связаны со сбросами и надвигами.

Детальными исследованиями последних лет установлено, что участки древней поверхности выравнивания перемещены по разломам на разную высоту. На альпийских хребтах они редки или уничтожены эрозией и денудацией. Участки выровненных, слабо наклоненных поверхностей размещаются главным образом на водораздельных гребнях и вершинах низких и средневысотных горных хребтов и плоскогорий и на плато. Лучше всего они сохранились по периферии крупных межгорных понижений (Курайско-Чуйское, Джулукульская котловина), на плато Укок и в предгорьях, особенно северных, при этом характер форм рельефа древней поверхности и их расчлененность зависят от литологии коренных пород.

Выделенные А.Л. Додиным в пределах Кузнецкого Алатау денудационные уровни, высотой в 900—1050, 750—800 и 600—700 м, по мнению С.С. Воскресенского (1962), вероятнее всего, являются участками единой поверхности, поднятыми на разную высоту при новейших тектонических движениях.

На Западном Саяне М.А. Ефимцев (1961) к реликтовому рельефу отнес водоразделы с мягкими очертаниями, широкие долины глубиной в среднем 400—600 м, останцовые массивы и короткие хребты, поднимающиеся больше чем на 1000 м над общей поверхностью реликтового рельефа. Древний выровненный рельеф очень широко распространен и в Туве, где амплитуды высот в пределах древнего рельефа не превышают 300—400 м. Здесь сглаженные водоразделы с горными останцами формировались с конца палеозоя до конца палеогена, а широкие эрозионные долины возникли в конце палеогена — начале миоцена, при активизации тектонических движений. Поверхность выравнивания сохранилась лишь в приводораздельных частях у верховий широких долин.

В Северобайкальском и Патомском нагорьях выделяют верхнюю — позднемезозойскую и придолинную нижнюю — неогеновую эрозионно-денудационные поверхности. Они сформировались в течение двух продолжительных периодов относительного тектонического покоя, разделенных периодом общего платформенного поднятия (Золотарев, 1966). В юго-восточном Забайкалье Г.А. Постоленко (Атлас Забайкалья, 1967) выделила следующие поверхности: палеогеновую привершинных участков (600—2500 м), местами с корой выветривания; неогеновую (680—940 м) и плиоценовую (680—760 м) — аккумулятивно-денудационные на склонах впадин; ранне-среднечетвертичную поверхность (640—700 м) плоских днщ межгорных впадин, сложенную аллювием и озерными отложениями (относительная высота 30—110 м). В Хэн-тэй-Чикойском нагорье В.П. Чичагов (1966) также выделил четыре поверхности выравнивания, но другого возраста: 1) позднеюрскую (высота 1800—2000 м над уровнем моря); 2) раннемеловую (1500—1700 м); 3) позднемеловую-палеогеновую (1200—1400 м); 4) неоген-раннечетвертичную (800—900 м). Более молодые из поверхностей располагаются восточнее древних.

В Прибайкалье и западном Забайкалье Н.В. Думитрашко (1952а) предположала наличие пенепленов: 1) доверхнеюрского, останцы которого сохранились на вершинах гор или погребены во впадинах под рыхлыми отложениями; 2) мелового, сохранившегося в северном Прибайкалье на гольцах (2500 м над уровнем моря и выше) и на плато (1000—1500 м); 3) верхнемиоценово-плиоценового. Образованию доверхнеюрского пенеплена предшествовала длительная планация поверхности, начавшаяся еще в палеозое. Н.В. Думитрашко считала, что здесь существует не менее пяти-семи ступеней планации, которые возникли в результате неотектонических деформаций этих пенепленов, и указала, что наиболее сильно деформированы доверхнеюрский и верхнемиоценово-плиоценовый пенеплены. В западном Забайкалье Е.Б. Хотина (1966) выделила две выровненные поверхности: основную олигоценовую и плиоценовую, соответственно с каолиновой и монтмориллонитовой корами выветривания. Первая поверхность по разломам вертикально смещена на 1200—1300 м, а вторая — на 400—500 м. Более поздние исследования Н.А. Кориной и В.П. Чичагова показали отсутствие четкой связи между составом кор выветривания и возрастом

поверхностей выравнивания. Другие авторы (Павловский, 1939; Ламакин, 1960; Воскресенский, 1962; Флоренсов, 1964а) отметили в Хамар-Дабане и на побережье Байкала только одну сильно деформированную доплиоценовую поверхность с корнями миоценовой коры выветривания во впадинах (мощность коры на острове Ольхон до 40 м). Рельеф этой поверхности был местами горный, о чем свидетельствуют третичные базальты, лежащие на неровной поверхности со значительными (до 25°) уклонами (западный Хамар-Дабан, Восточный Саян и северная Тува).

В Восточном Саяне верхняя поверхность выравнивания располагается на вершинах высоких гор. Нижняя поверхность представлена останцовыми сглаженными низкими горами и участками денудационной равнины, местами покрытой мощной толщей "вершинных" базальтов (Олюнин, 1965б). По нашему мнению, верхняя поверхность, возможно, является вовлеченными в сводово-горстовые поднятия участками нижней поверхности выравнивания, остатками сглаженных древних средневысотных и низких гор. Уплощенные поверхности "вершинных" базальтов создают ложное представление о широком распространении в Восточном Саяне, в Туве и на Хамар-Дабане древней поверхности выравнивания — пенеплена.

На основании анализа древних выровненных поверхностей и коррелятных им отложений можно выделить этапы доорогенного и орогенного развития морфоструктур и морфоскульптур. После позднечуковского — раннемелового орогенеза наступил этап тектонического покоя и выравнивания рельефа, с формированием коры выветривания каолинового типа, продолжавшийся до начала неогена (Прибайкалье, Забайкалье) — зоплейстоцена (Тянь-Шань, Алтай, Саяны). В районах без мезозойских дислокаций и орогенеза этот этап явился продолжением палеозой-мезозойского этапа выравнивания рельефа. На доорогенном этапе полного выравнивания рельефа не произошло и одновременно существовали равнины и горы (Алтае-Саянская..., 1969; и др.).

Замедление тектонических движений и связанных с ними денудации и аккумуляции в конце средней и в поздней юре, по мнению Ю.П. Селиверстова (1968), вызвало образование предмеловой поверхности выравнивания, повсеместно распространенной на юге Сибири. Позже возникли лишь местные поверхности выравнивания. В поздней юре и раннем мелу в прогибах отложился материал терригенных песчаников, конгломератов и других осадков, которые свидетельствуют об интенсивном разрушении гор на соседних участках (Тува, северо-западный конец Восточного Саяна). В других районах тогда, по-видимому, продолжались выравнивание и образование кор выветривания. В конце раннего — начале позднего мела аккумуляция рыхлого материала локализуется в изолированных понижениях среди относительно выровненного и слабо расчлененного рельефа. В позднем мелу наблюдаются относительный тектонический покой и перерыв в осадконакоплении. В конце позднего мела, в палеогене и частично в эоцене в результате дифференцированных тектонических движений возник-

ли пологие горные поднятия, подвергшиеся неглубокому расчленению, и иногда понижения, в которых аккумуляровался материал (Зайсанская впадина, котловины Южного Алтая, северо-запад Убсунурской впадины, Минусинское межгорное понижение, предгорья гор юга Сибири и т.д.). Тогда же, вероятно, образовались отложения еравнинской свиты Забайкалья.

Исследования 60-х годов показали, что в конце раннего — начале позднего мела местами в Забайкалье происходило значительное усиление тектонических движений, возникли резко расчлененные горы и накапливался грубообломочный материал сотниковской свиты, который скапливался у подножия тектонических уступов, окаймляющих Хамар-Дабан с юга (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974). Этап позднемелового — палеогенового (в западном Забайкалье палеоген-миоценового) выравнивания рельефа местами прерывался активизацией тектонических движений, вызванных глубинными процессами — возможными предвестниками новейшего рифтогенеза (там же). Тогда образовались обломочные отложения еравнинской свиты, наполнившие эрозионно-тектоническую Еравнинскую впадину.

В конце эоцена, местами с олигоцена, осадки вновь начали накапливаться в большей части котловин гор юга Сибири, где существовали и озера. Тогда в слабо прогнутые депрессии смывался и отлагался только глинистый материал из размываемой коры выветривания. Позже, при постепенном усилении тектонических движений, поднимающиеся участки подверглись большему расчленению и стал накапливаться все более грубообломочный материал. Наиболее интенсивно он аккумуляровался в миоцене и в раннем олигоцене. В начале плиоцена многие озера Алтая почти полностью исчезли, а со второй половины плиоцена здесь происходил активный орогенез (Лунгерсгаузен, Раковец, 1961; Раковец, 1967). Ю.П. Селиверстов (1968) отмечал, что на фоне общего усиления тектонических движений выделяются три эпохи их усиления, расчленения рельефа и аккумуляции: в олигоцене, среднем — позднем миоцене и в среднем — позднем плиоцене. Формирование поверхностей выравнивания с корообразованием происходило в эоцене (главная вершинная поверхность гор), раннем миоцене (педименты в горах) и в раннем плиоцене (в основном на окраинах гор).

В Прибайкалье и Забайкалье в кайнозое различаются два новейших орогенных этапа: ранний и поздний (новобайкальский). Ранний орогенный этап сопровождался началом развития Байкальской рифтовой подзоны, формированием котловин байкальского типа, которые возникали, вероятно, в разное время. Судя по возрасту исследованных отложений, раньше других, с эоцена-раннего олигоцена, стала развиваться южная котловина Байкала. Вслед за ней, в конце олигоцена, возникли его северная и Тункинская котловины. Позже, в нижнем — среднем миоцене, возможно, стали формироваться Баргузинское, Верхнеангарское и Нижнемуйское межгорные понижения. Хубсугульская, Дархатская и Бусингол-Билинская впадины, как и Ципа-Баунтовская и Чарская, образовались в конце миоцена — начале плиоцена (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974). На этом этапе во впадинах

накопились третичные угленосные отложения — пролювиальные, речные, озерные, болотные — преимущественно пески, алевроиты, глины. Можно предполагать, что в то время котловины Прибайкалья были мельче и положе современных. Озера в котловинах также были мелкими, но в котловинах Байкала озера (или озеро) были большими и глубокими. Окружающие горы характеризовались, вероятно, более пологими и сглаженными формами рельефа, чем современные. В юго-западной части Байкальской рифтовой подзоны морфоструктуры активно формировались также в результате вулканической деятельности, местами полностью перестраивающей доорогенный рельеф.

Поздний орогенный этап развития рельефа сопровождался резким усилением тектонических движений в конце раннего — начале среднего плейстоцена и формированием основных черт современного рельефа. На этом этапе выделяются три стадии развития рельефа: доледниковая (эоплейстоцен), ледниковая (ранний и поздний плейстоцен) и послеледниковая (голоцен). В начале эоплейстоцена, при общем подъеме гор, формировались пологие своды и возобновились энергичные дифференцированные перемещения глыб. Возникли современные горные хребты и котловины. В Прибайкалье в результате погружения дна впадин четвертичные образования оказались вложенными в более широкие неогеновые структуры или же были отделены горстами от параллельных им малых неогеновых котловин. В Байкальской рифтовой подзоне, в Саянах и на Алтае сформировались основные современные морфоструктуры и окаймляющие их сбросовые уступы.

В раннем и позднем плейстоцене происходили еще более быстрые перемещения блоков по разломам, сопровождавшиеся местными излияниями базальтов. Произошло общее похолодание климата, образовалась многолетняя мерзлота и в горах возникли ледники, которые, возможно, могли вызвать местное медленное опускание гор. В горных котловинах накапливались ледниковые, речные, озерные и другие отложения, а в предгорьях лёссы. Наиболее вероятно одно позднеплейстоценовое оледенение, сопровождавшееся двумя главными фазами наступания и распадения ледников при деградации на поля "мертвого" льда, не только таявшие, но в значительной степени и "высыхавшие" (Олюнин, 1965б; 1968в, 1969а, 1975). Существуют также мнения о двух или трехкратном оледенении гор Прибайкалья и соседних районов.

После оледенения, в голоцене, поднятие гор по разломам особенно усилилось (до 100 м и больше), о чем свидетельствуют, в частности, сейсмотектонические трещины и уступы. Оживилась местами и вулканическая деятельность — лавы покрыли террасы и верхнечетвертичные морены и возникли небольшие вулканы.

Общая амплитуда дифференцированных субвертикальных тектонических перемещений по разломам за неоген-четвертичное время достигала: в Алтае, Саянах, Байкальском рифте 1000—3800 м, а в Забайкалье, Северо-Байкальском и Патомском нагорьях и в Кузнецком Алатау она была меньше 1000 м (на Витимском плоскогорье 50—150 м).

При новейшем орогенезе позднемезозойские морфоструктуры Алтая, Саян и Байкальской рифтовой зоны были нацело перестроены, местами произошла инверсия рельефа. В центральном Алтае на древние морфоструктуры северо-западного простираения наложались новейшие субширотные. Южнобайкальская кайнозойская впадина совпала лишь с частью позднемезозойской. В Забайкалье же кайнозойские морфоструктуры унаследовали позднемезозойские; контуры их совпадают с зонами активизированных глубоких разломов, которые в неоген-четвертичное время были наиболее активными тектоническими элементами.

Теперь орогенез и передвижки по разломам продолжают, о чем свидетельствуют высокая сейсмичность (до 9—10 баллов), образование сейсмостектонических трещин, уступов, ступеней, обвалов в горах и т.д., наличие горячих источников, что особенно свойственно Байкальскому рифту. Наиболее интенсивны современные тектонические поднятия у высокогорного обрамления Байкальского рифта — на побережье Байкала до 2 м в столетие, а также в Туве, Алтае, Тянь-Шане (Пресняков, 1935). Средняя интенсивность современных тектонических движений характерна для восточного Забайкалья, Саян и Кузнецкого Алатау, а наименьшая — для равнинных и предгорных участков юга Забайкалья.

Таким образом, неотектонические движения и орогенез в различных районах начались в разное время, на что указывает возраст выровненных поверхностей, кайнозойских грубообломочных отложений и вулканизма. О времени начала новейшего орогенного этапа в горах юга Сибири, Забайкалья и соседних районов имеются различные мнения. Предполагают, что новейшие тектонические движения в различных районах начались не одновременно. Так, например, по мнению одних исследователей в Саянах и на Алтае в целом неотектонические движения начались в эоплейстоцене; в Тункинских Гольцах, Прибайкальском, Северо-Байкальском и Патомском нагорьях — в плиоцене; в Хамар-Дабане, в Забайкальском среднегорье, в Становом и Хэнтэй-Чикойском нагорьях — в миоцене, а в юго-восточном Забайкалье — в олигоцене. При этом у крутых сводообразных морфоструктур орогенез начинался раньше в центральных частях (Флоренсов, 1960б; Лунгерсгаузен, 1961, 1965; Гросвальд, 1965; и др.). По более новым материалам (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974), новейший орогенез начался: в Саяно-Байкальском становом нагорье — в конце раннего—начале позднего плиоцена; в западном Забайкалье — в плиоцене; на Витимском плоскогорье — в позднем плиоцене, а в центральном и восточном Забайкалье — приблизительно в миоцене-плиоцене.

МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Восточно-Сибирское плоскогорье с юга и с востока огибают морфоструктурные зоны: Восточно-Саяно-Байкальское сводово-глыбовое нагорье, Убсунуро-Забайкальские аркогенные горы, котловины и пло-

скогорья, Хангай-Хэнтэйское сводово-глыбовое нагорье и Монголо-Восточно-Забайкальские аркогенные горы, котловины и высокие цокольные равнины (рис. 14, см. вкл.). Эти морфоструктурные зоны выделены на основании анализа геоморфологических, геологических и геофизических данных. Особенно большое внимание уделялось при этом анализу выраженных в рельефе разломов, их простирацию, амплитудам вертикальных смещений, а также морфографическим и морфометрическим показателям, отразившим историю развития морфоструктур. Морфоструктурные зоны разделены нами на морфоструктурные подзоны и области, форма которых и направление развития в основном унаследованы с позднего мезозоя и отчасти даже с палеозоя. Нами различаются также морфоструктуры второго и третьего порядка — отдельные горные хребты, котловины, плоскогорья, плато и т.д., которые возникли на неотектоническом этапе развития рельефа. Все эти морфоструктуры обычно отделены друг от друга протяженными зонами разломов на месте в разной степени омоложенных мезозойских и более древних зон разломов. При этом для каждой из морфоструктурных зон, подзон и областей характерны особые сочетания выраженных в рельефе разломов.

Зона Восточно-Саяно-Байкальского сводового глыбового нагорья (Саяно-Байкальское становое нагорье) возникла на месте байкалид и приподнятого края Сибирской платформы, разбитых разнонаправленными разломами и испытавших интенсивные новейшие блоковые перемещения. Мезозойские морфоструктуры протягиваются на северо-востоке зоны и южнее Байкала, где перестроены новейшей тектоникой. Эта зона включает геотектуры подзон Восточно-Саянского, Байкальского станового (Байкальского рифта) и Северо-Байкальско-Патомского нагорий, резко различающихся по строению и генезису.

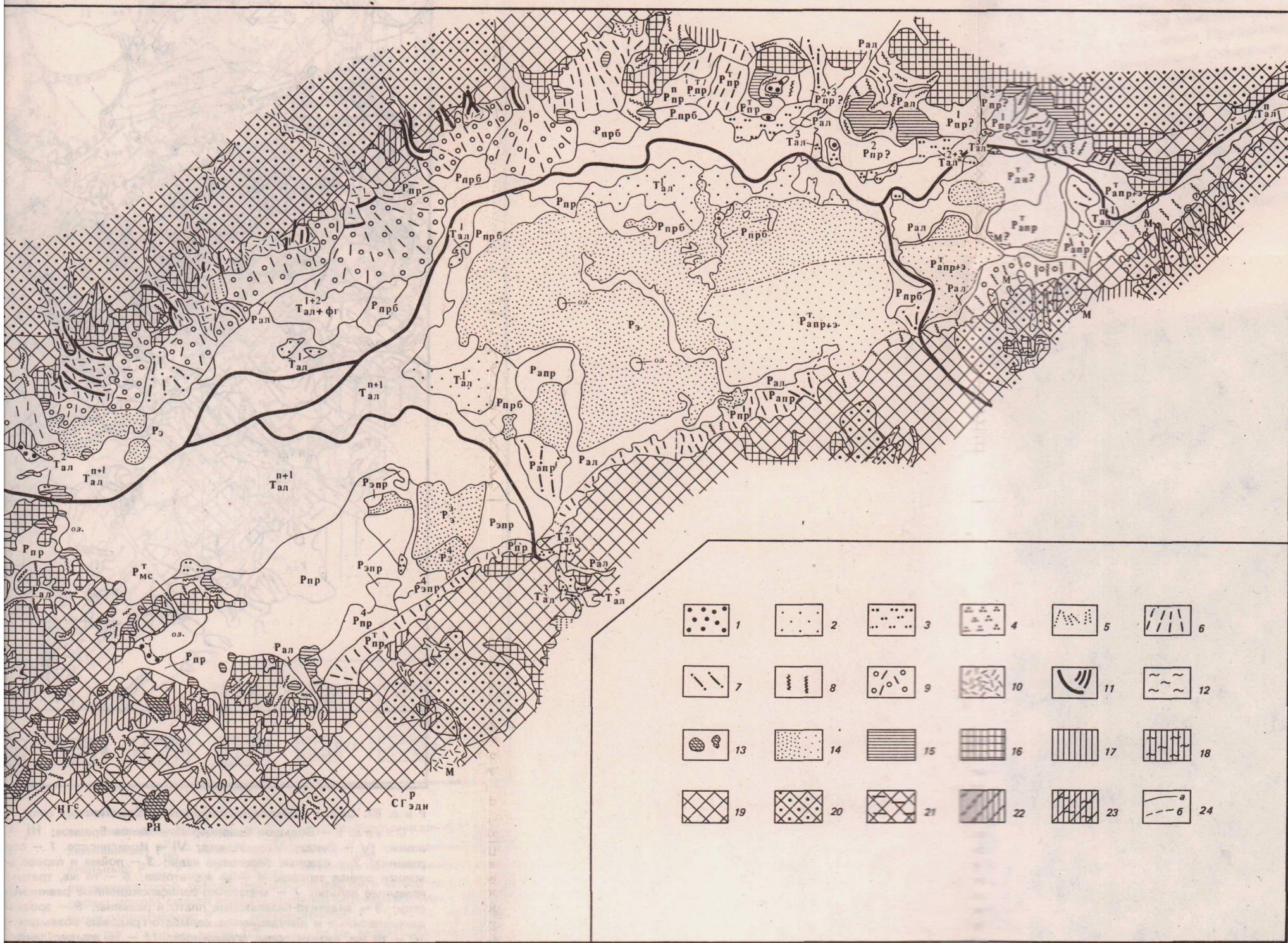
Зона Убсунуро-Забайкальских аркогенных гор, котловин и плоскогорий в Забайкалье имеет фундамент, сложенный каледонидами и включает горные хребты и впадины забайкальского типа. Характерно закономерное повторение более узких и низких, чем в Восточно-Саяно-Байкальском нагорье, горных хребтов и цепочек мезо-кайнозойских котловин, линейно вытянутых в северо-восточном и восток-северо-восточном направлении. Морфоструктуры Забайкалья возникли на геоструктурах Селенгино-Витимского синклиория при дифференцированных тектонических перемещениях по ожившим в позднем мезозое и в кайнозое зонам глубинных разломов, сопровождавшихся образованием продольных изгибов большого радиуса — сводов и мульд (Флоренсов, 1960а). В Забайкалье в эту зону входят морфоструктурные области: Селенгинское среднегорье, Витимское плоскогорье; Олёкминское становое нагорье и другие.

Зона Хангай-Хэнтэйского сводово-глыбового нагорья в Забайкалье включает Хэнтэй-Чикойское нагорье — пологое монолитное сводообразное сооружение (Даурский свод), разбитое разломами на блоки и лишенное мезо-кайнозойских впадин. Это нагорье, в отличие от Восточно-Саяно-Байкальского, унаследованно развивалось с позднего мезозоя в условиях постоянного расширения границ, о чем свидетель-

Р и с. 14. Морфоструктурное районирование гор юга Сибири и Забайкалья

Зона Восточно-Саяно-Байкальского сводово-глыбового нагорья; морфоструктуры сформировались преимущественно на байкалидах. (Морфоструктуры 7а — 7г и 3а сформировались на крыле Сибирской платформы). Подзона Восточно-Саянского сводово-глыбового нагорья: 7а — Канско-Манское низкогорье; 7б — Гутарское плоскогорье; 7в — Бирюсинское низкогорье; 7г — Передовой хребет; 7д — Манско-Удинское низко- и среднегорье; 7е — Окинский хребет, Бельские Гольцы и хр. Кропоткина; 7ж — Окинское плато; 7з — хребет Крыжина, Большой Саян и др. Байкальская рифтовая подзона: 2 — область Прихубсугульского глыбового нагорья. Область Прибайкальского сводово-глыбового нагорья: 3а — Приморский и Байкальский хребты; 3б — Китойские и Тункинские Гольцы, хр. Мунку-Сардык; 3в — Тункинское межгорное понижение; 3г — Байкальское межгорное понижение; 3д — хр. Хамар-Дабан; 3е — Морской хребет; 3ж — Селенгинско-Итанцинское межгорное понижение, Усть-Баргузинская и другие котловины; 3з — Баргузинский хребет; 3и — Баргузинское межгорное понижение; 3к — хр. Улан-Бургасы; 3л — Икатский хребет; 3м — Ципиканская котловина. Область Станового глыбового нагорья: 4а — Верхнеангарский и Делюн-Уранский хребты; 4б — Верхнеангарское межгорное понижение; 4в — хр. Кодар; 4г — Северо- и Южно-Муйский хребты; 4д — Муйско-Куандинское межгорное понижение; 4е — Чарская котловина; 4ж — Баунтовская котловина; 4з — горы Бабанты (Ципинские); 4и — Каларо-Удоканское нагорье. Подзона Северо-Байкальского глыбового нагорья: 5а — Северо-Байкальское нагорье; 5б — Патомское нагорье; 5в — Мамско-Бодайбинское межгорное понижение. Зона Убсунуро-Забайкальских аркогенных гор, котловин и плоскогорий; морфоструктуры сформировались преимущественно на каледонидах. Области: 6 — Убсунурское межгорное понижение; 7 — Джидинское нагорье; 8 — Селенгинское среднегорье; 9а — Ингодинское среднегорье; 9б — Нижнеерчинская котловина; 10 — Витимское плоскогорье; 11 — Олекминское нагорье. Зона Хангай-Хэнтийского сводово-глыбового нагорья; морфоструктуры сформировались преимущественно на герцинидах. 12 — область Хэнтий-Чикойского глы-

бово-сводового нагорья. Зона Монголо-Восточно-Забайкальских аркогенных гор, котловин и высоких докольных равнин; морфоструктуры сформировались преимущественно на герцинидах. Области: 13 — Приононское среднегорье; 14 — Пришилкинское среднегорье; 15 — Агинско-Керуленская горно-равнинная область. Зона Кузнецко-Саяно-Тувинских сводово-глыбовых гор и межгорных понижений; морфоструктуры сформировались преимущественно на каледонидах. Салаирско-Кузнецко-Алатауская глыбово-сводовая горно-равнинная область: 16а — Колывань-Томское плато; 16б — Кузнецкий Алатау; 16в — Кузнецкая впадина; 16г — Салаирский кряж; 16д — Нагорье Горной Шорки. Область Минусинского межгорного понижения: 17а — хр. Арга; 17б — Назаровская котловина; 17в — Солгонский кряж, 17г — Чулымо-Енисейская котловина; 17д — Чулымо-Минусинское поднятие; 17е — Сыдо-Ербинская котловина; 17ж — Минусинская котловина; 17з — Кизирское низкогорье. 18 — область Западно-Саянского глыбового нагорья. Область Тувинского сводово-глыбового нагорья: 19а — горы и плоскогорья северной части нагорья; 19б — Северо-Тувинское межгорное понижение; 19в — Бийхемское плато; 19г — хребты Уюкский и Академика Обручева; 19д — Турано-Уюкская котловина; 19е — Хемчинское и Центрально-Тувинское межгорные понижения; 19ж — хребты Западный и Восточный Танну-Ола; 19з — нагорье Сангилен. Зона Алтайского сводово-глыбового нагорья (Большой Алтай); морфоструктуры сформировались на каледонидах и герцинидах. Область Русского Алтая: 20а — северный предгорный склон; 20б — Северный Алтай; 20в — Чулымшанское нагорье; 20г — Шапшальский хребет; 20д — Джулукульская котловина. Центральный Алтай: 20е — северное крыло, 20ж — Курайско-Чуйское межгорное понижение, 20з — осевое поднятие (Катунский хребет и др.), 20и — южное крыло, 20к — юго-западный склон Алтая (Рудный Алтай, Калбинский хребет и др.); 20л — Нарымо-Бухтарминское межгорное понижение, 20м — Южный Алтай; 20н — Маркакольское межгорное понижение. а — межгорные понижения; б — вулканические плато; в — границы зон и подзон; г — то же, областей; д — то же, морфоструктур первого — второго порядка.



ные; 18 — то же, экзарационные. 19 — эрозионно-денудационные сред-
вско расчлененные; 20 — то же, ледниковые (нивално-эрозионные);
ыми террасами; 22 — средневысотные горы, сглаженные, эрозионно-
денудационные; 23 — то же, экзарационные; 24 — границы: а — четкие,
авинные участки разного генезиса: оз. — озерные, затопленные;
овая надпойменная терраса; $T_{ал}^{1+2}$ — первая — вторая аллювиально-
терраса; $T_{ал}^5$ — пятая аллювиальная терраса; $R_{дпр}^T$ — делювиально-

пролювиальные террасовидные; $R_{пр}^1, R_{пр}^2, R_{пр}^3, R_{пр}^4, R_{пр}^5$ — пролювиальные террасовид-
ные соответствующие по возрасту пойме, первой — второй и второй — третьей и другим над-
пойменным речным террасам; $R_{апр}^1, R_{апр}^2, R_{апр}^3$ — то же, аллювиально-пролювиальные; $R_{апр}^T$
то же, террасовидные с навейными песками; $R_{зпр}^1, R_{зпр}^2, R_{зпр}^3$ — то же, золово-пролю-
виальные; $R_{мс}^T$ — то же, мерзлотно-солифлюкционные; $R_{дн}^T$ — денудационные; $R_{дн}^T$ — то
же террасовидные; $R_{дн}^T + з$ — то же, с навейными песками

ствуют остатки позднеюрских—олигоцен-миоценовых выровненных поверхностей. Отличается оно также отсутствием значительных дифференцированных перемещений по разломам.

Зона Монголо-Восточно-Забайкальских аркогенных гор, котловин и высоких цокольных равнин в юго-восточном Забайкалье представлена областями Приононского и Пришилкинского среднегорий, имеющими забайкальский тип морфоструктур и Агинско-Керуленской с изометричными котловинами, близкими к гобийскому типу.

Ниже мы дадим более подробную характеристику наиболее интересных и резко отличающихся друг от друга морфоструктурных областей Байкальского рифта и Забайкальской части Убсунуро-Забайкальской зоны и на отдельных примерах рассмотрим выраженность в рельефе новейших дизъюнктивных нарушений сравнительно небольших размеров.

Байкальская рифтовая подзона

Байкальская рифтовая подзона, или Байкальское становое нагорье, включает морфоструктурные области: Прихубсугульское, Прибайкальское и Становое нагорья. Эти морфотектуры, начиная с олигоцена — раннего плиоцена, образовались на месте обширного пологого поздне-мезозойского Байкальского свода в результате активизации дифференцированных тектонических движений, сопровождавшихся в глубинных слоях земной коры пластическими деформациями, переходившими в приповерхностной толще в разрывные нарушения. При этом впадины заложились раньше горных хребтов на месте и вдоль возрожденных в кайнозое глубинных докембрийских разломов.

Нагорья очень сильно расчленены: высоты хребтов достигают 1500—3000 м, а дна котловин — 970—1300 м над уровнем моря. Они характеризуются значительной сейсмичностью — имеется много эпицентров 10-балльных землетрясений. Простираение морфоструктур этих нагорий унаследовано от древних геоструктур, а в современном виде возникло при последовательном наложении на древний фундамент все более молодых тектонических нарушений разных размеров и форм. Характерно включение в Прибайкальское и Становое нагорья соседних геоструктур, например, поднятого края Сибирской платформы, а в низовьях Селенги — узкой мезозойской впадины.

Для участков сочленения Прибайкальского нагорья с Прихубсугульским, Восточно-Саянским и Становым нагорьями характерны стыки разнонаправленных морфоструктурных областей, а на западном конце также наблюдается рост рельефообразующего значения меридиональных разломов и увеличение абсолютной высоты местности (см. рис. 14). Так, например, в южную субширотную часть Прибайкальского нагорья на западе улирается Прихубсугульское нагорье с преобладающими субмеридиональными морфоструктурами и выраженными в рельефе разломами. Здесь же к Прибайкальскому нагорью под углом причленяются морфоструктуры и разломы Восточного Саяна северо-западного простираения.

Прихубсугульское нагорье. Субмеридиональные горные хребты нагорья чередуются с котловинами и пересечены зонами субширотных разломов, выраженных в рельефе слабее субмеридиональных. На юге морфоструктуры Прихубсугульского нагорья упираются в субширотное Сангин-Далай-Нурское межгорное понижение, расположенное в пределах зоны Хангайского разлома.

Прибайкальское нагорье. В это нагорье входят крупные морфоструктуры: Китойские и Тункинские Гольцы с хр. Мунку-Сардык, хр. Хамар-Дабан, Тункинское, Байкальское и Баргузинское межгорные понижения, Прибайкальское среднегорье, Приморский, Байкальский, Баргузинский и Икатский хребты. К северному концу Прибайкальского нагорья субмеридионального простираения под углом прилегают в основном субширотные морфоструктуры Станового нагорья. Морфоструктуры западного берега Байкала непосредственно продолжают в юго-западной части Северо-Байкальского нагорья. Это нагорье вместе с Патомским представляет собой наиболее сохранившуюся часть крыла мезозойского Саяно-Байкальского свода, при образовании рельефа которых большое значение имели селективная денудация и эрозионное расчленение. Перемещения по разломам на большей части поверхности нагорий были второстепенными (Салоп, 1967).

Южная субширотная часть Прибайкальского нагорья имеет симметричную западную и асимметричную восточную половины. В западной половине шовная линия проходит под Тункинским грабеном. У северного и западного подножия Байкальского станового нагорья расположены Окинское и Тувинское лавовые плато. Лавовые плато имеются и на Хамар-Дабане. В восточной половине южной части Прибайкальского нагорья с севера в Байкал обрывается край Средне-Сибирского плоскогорья, а южнее озера поднимается высокий свод хр. Большой Хамар-Дабан, ограниченный на севере сбросовыми уступами. Здесь, восточнее 105 меридиана против юго-восточного выступа Сибирской платформы, высоты сильно снижаются: Приморский хребет ниже Байкальского, а восточная часть Большого Хамар-Дабана резко и низко опущена по отношению к западной по меридиональному Мишихинскому сбросу. Пониженная полоса между 105 и 108 меридианами продолжается также южнее Большого Хамар-Дабана и пересекает западное Забайкалье, а на территории Монголии отделяет Хэнтэй-Чикойское нагорье от Хангайского.

Некоторые сбросы, окаймливающие морфоструктуры Большого Хамар-Дабана, пересекают наискось не только сам хребет, но и соседние районы: южную котловину Байкала, Удинское и другие межгорные понижения. В северной части Прибайкальского нагорья, как и в других горах, разломы не только окаймляют, но и пересекают котловины, плато и горные хребты. Здесь окаймляющие сбросы на юге вытянуты к северо-востоку, а на севере — субмеридионально. Для этого района также характерны асимметричные короткие и узкие горные хребты и плато на горстовых ступенях, полого наклоненные в сторону Средне-Сибирского плоскогорья. Их уплощенные вершины

ограничены с юго-востока или востока высокими обрывами, а с противоположной стороны — более низкими и пологими склонами. Особенно хорошо косые чешуи — глыбы выражены у средних и малых морфоструктур (о-в Ольхон, западное побережье Байкала, восточное подножие Икатского хребта и т.д.).

Тункинские и Китайские Гольцы представляют собой глыбовые горные массивы, разделенные субширотным Китайским сбросом, параллельным Тункинскому сбросу. Тункинские Гольцы довольно монолитны, речные долины отчетливо связаны с разломами, а на западном конце имеются секущие их широкие сквозные эрозионно-тектонические долины. Западная часть Китайских Гольцов сильно разбита разломами на короткие глыбы, образующие сбросовые ступени. Субмеридиональный разлом отделяет от нее менее раздробленную восточную часть. Здесь преобладают выраженные в рельефе разломы северо-западного простирания. Максимальные высоты гор, приуроченные к центру Китайских Гольцов, постепенно снижаются к югу и востоку и резко обрываются на севере.

Тункинское межгорное понижение заложено южнее мощного разлома, активного с мезозоя и, возможно, с палеозоя. Это понижение окаймлено с севера Тункинским сбросом, состоящим, как и другие окаймляющие впадины байкальского типа сбросы, из кулисообразно смыкающихся разломов субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний, затухающих во впадине. Максимальная амплитуда кайнозойских вертикальных движений по сбросу достигает 5500 м. На западе Тункинский сброс кулисообразно замещается параллельным ему коротким сбросом, ограничивающим впадину с севера, и уходит в долину Ихэ-Ухгунь. В рельефе Тункинский сброс выражен стеной (высота больше 1500—2000 м). Эта стена, как и северо-западный склон Баргузинской впадины и обрыв Байкальского хребта к Байкалу, прорезана глубокими ущельями, по многим из которых спускались древние ледники. Устья ущелий висят на высоте до 600 м, что свидетельствует о значительном новейшем поднятии. В нижней части склона впадины между ущельями отмечаются свежие зеркала скольжения по молодым сбросам — плоские, гладкие и высокие треугольные стенки — фасы.

У подножия склона протянулись сейсмотектонические трещины с зияющими рвами и крутые уступы, секущие не только древние породы, но и морены и конусы выноса. Здесь же имеются полосы тектонической брекчии, шириной до 1,5 км, и известкового туфа, а также минеральные источники, что указывает, как и высокая сейсмичность (до 9—10 баллов), на недавние и современные энергичные тектонические перемещения по Тункинскому и другим сбросам.

Южный склон Тункинской впадины ниже и положе северного. Он окаймлен ступенчатыми сбросами, которые по отдельности ниже и занимают более широкую полосу, чем сбросы северного склона понижения. Видимые амплитуды новейших вертикальных перемещений по свежим сбросам на обоих бортах впадины сходны: у северного — 1000—1400 м, у южного — 900—1000 м.

У Тункинского межгорного понижения асимметричны не только склоны, но и дно: фундамент наиболее сильно опущен у северного борта, к югу он сравнительно полого поднимается. Дно впадины разбито разнонаправленными разломами. Часть глыб опущена и образует котловины и неровности на их дне, другая — приподнята и составляет ступенчатые горсты — межкотловинные перемычки, поперечные (Хара-Дабан, Еловский Отрог) и продольные (Ниловский Отрог). Из котловин наиболее значительны Мондинская, Хойтогольская, Туранская, Тункинская, Торская и Быстринская. Они заполнены неоген-четвертичными отложениями разной мощности: в Тункинской до 2700—2800 м, в Торской не больше 600 м, а в других котловинах она еще меньше (Сейсмостектоника ..., 1968). Многие котловины и перемычки оконтурены короткими разломами, составляющими ответвления Тункинского сброса. Таковы, например, ступенчатые сбросы вдоль западных бортов Тункинской и Торской котловин. Разломы Тункинской впадины секут также Тункинские Гольцы (разлом ущелья р. Ихэ-Ухгунь) и Хамар-Дабан. Другие разломы есть только в самой Тункинской впадине и перпендикулярны или продольны ей, как, например, окаймляющие сбросы, параллельные подножию Хамар-Дабана в Туранской котловине и у Ниловского отрога.

Хамар-Дабан на севере отделен от Тункинского и Байкальского межгорных понижений зонами разломов. В его западной части преобладают системы сравнительно коротких разломов северо-западного и субширотного простираний, пересекающиеся под острым углом. Среди этих нарушений трудно выделить имеющие главное направление, что связано с расположением Хамар-Дабана на повороте Байкальского свода. В отличие от западной восточная часть Хамар-Дабана — хр. Большой Хамар-Дабан имеет определенную линейность, коленчатое строение в плане и состоит из нескольких участков. Западнее устья р. Снежная он распадается на второстепенные хребты северо-восточного и субширотного простирания, которые разделены продольными долинами — грабенами, разработанными вдоль разломов (среднее течение р. Снежная, Хара-Мурин и др.). От р. Снежная до р. Мишиха простирается субширотная часть Большого Хамар-Дабана с субширотными и субмеридиональными депрессиями, возникшими вдоль разломов. Этот участок ограничен на востоке меридиональным Мишихинским сбросом. Восточнее его Хамар-Дабан состоит не менее чем из трех крупных морфоструктур, причлененных коленчато и кулисообразно. К ним с юга примыкает сложный Хамбинский хребет, лежащий за грабеном Удунги. Эти формы рельефа имеют северо-восточное простирание и расчленены многочисленными разломами со сбросами и без них.

Байкальское межгорное понижение включает три котловины. Северную котловину от средней отделяет Ольхон-Ушканий порог, пересекающий Байкал наискось и ограниченный сбросовыми уступами, выраженными на берегу в Приморском и в Баргузинском хребтах. Средняя и южная котловины разделены подводной дельтой Селенги и предполагаемым новейшим тектоническим поднятием дна озера. Северная котловина Байкала на севере, как и Чивыркуйская котловина, окайм-

млена субмеридиональными разломами со сбросовыми уступами и без них, осложненными дизъюнктивными нарушениями других направлений (см. рис. 2). Из них наиболее интересны северо-восточные, сменяющие на севере субмеридиональные разломы и окаймляющие Нижнеангарскую и Кичеринскую котловины-грабены, которые являются непосредственным продолжением северной котловины Байкала. На западном берегу Байкала наблюдается сложное пересечение разломов различных направлений, окаймляющих ступени-глыбы.

В южной части северной и в северной половине южной котловины Байкала основные окаймляющие их сбросы имеют северо-восточное простирание. Они оконтуривают выступы Байкальских котловин, вклинивающихся в западный склон Баргузинского хребта. Эти образования В.В. Ламакиным (1961б, 1963б и др.) названы "защербками". Они асимметричны, имеют обрывистый и более высокий не только северо-западный, но и юго-восточный склоны, как, например, долины-защербки рек Давше-Большая и Сосновка.

В южной части южной котловины Байкала окаймляющие сбросы вытянуты субширотно или с северо-запада. Особенно интересен Обручевский сброс, который окаймляет западный склон Байкальской впадины на участке от мыса Кадильного до мыса Кулганай. Он имеет северо-восточное простирание, прекрасно выражен в рельефе и сопровождается современными свежими, иногда зияющими сейсмотектоническими трещинами и низкими уступами.

По мнению В.В. Ламакина (1952б), Обручевский сброс на западе переходит в Тункинский. Н.А. Флоренсов (1960а) полагал, что Тункинский сброс оперяет Главный Саянский разлом, являющийся продолжением Обручевского (Байкальского) сброса, и вместе с другими сбросами в плане создает рисунок раскрытого птичьего крыла и что Баргузинская и Верхнеангарская системы разломов являются такими же образованиями.

Детальное изучение аэрофотоснимков и других материалов показало, что на самом деле Главный Саянский и Тункинский разломы не являются продолжением Обручевского сброса, а представляют структуры иного простирания. Восточное продолжение Тункинского сброса (азимут СВ 60°) отчетливо прослеживается по северному берегу Байкала до истоков Ангары (см. рис. 2). Главный Саянский разлом идет по узкой депрессии, отделяющей Восточный Саян от Передового хребта и предгорий через Зыркузунскую петлю Иркутка. Он выходит на южный берег Байкала у с. Култук и прослеживается на востоке до устья Хара-Мурина в виде мощного ступенчатого сбросового уступа, расположенного по отношению к Главному Саянскому разлому кулисообразно.

При исследованиях рельефа дна Байкала прослежены подводные продолжения сбросов, сопровождающих Обручевский сброс, и установлено, что некоторые из них пересекают Байкал. Так, например, по предположению Б.Ф. Лута (1964), вдоль западного берега Байкала и восточного о-ва Ольхон тянется цепь сравнительно коротких разрывов с общим северо-восточным простиранием, что фиксируется отдель-

ными разнонаправленными прямолинейными участками побережья, некоторые из них продолжаютя на дне Байкала.

На юго-западе собственно Обручевский сброс спускается в Байкал у мыса Кадильного. На дне Байкала его продолжение не установлено, но на одной линии с ним на южном берегу Байкала имеются дизъюнктивные нарушения и разработанные вдоль их прямолинейные участки долин Снежной и Урда-Оглок. На севере Обручевский сброс на некотором протяжении проходит в удалении от берега Байкала, а на участке от Мухура, залива Малого моря, до устья р. Зундук выходит на берег озера, затем отходит от него и на мысу Куманай обрывается в озеро. Дальнейшее продолжение Обручевского сброса — Ольхонская ветвь идет по дну озера и, вероятно, переходит в северо-западный склон Ушканьего порога. Судя по рисунку изобат, подводный Ушканий порог (Академический хребет) окаймлен сбросами, расположенными кулисообразно. Этот порог вряд ли представляет собой затопленный горный хребет, как это считали раньше, или сводообразное поднятие (Ламакин, 1952б).

На восточном берегу Байкала, в Баргузинском хребте, на продолжении северо-западного сброса Ушканьего порога (Обручевского сброса) лежат Давше-Большереченский и параллельный ему Зароднинский грабены. Они затухают в верховьях р. Большая и сменяются короткими субширотными разломами вдоль ее долины, южнее которой кулисообразно располагаются разломы с долиной верховий Шаманки, левого притока Баргузина. Долина Шаманки в среднем течении также является узким грабеном, лежащим на продолжении системы разломов Обручевского сброса (Олюнин, 1968в, 1975). Эти системы разломов, как и сбросы, окаймляющие Байкал, совпадают с узкими зонами гравитационных максимумов, разделенных зонами пониженных значений (Сейсмотектоника ..., 1968). Большереченско-Шаманская система грабенов и разломов и связанных с ними котловин, прямолинейных участков речных долин и седловин, пересекает Баргузинский хребет в северо-восточном направлении наискось и отделяет его более монолитную южную часть от северной. Последняя разделена узкими долинами-грабенами и разломами на несколько массивов-горстов. Особенно сильное раздробление северной части Баргузинского хребта связано с его положением на месте резкого перегиба Восточно-Саяно-Байкальского нагорья: его простираение здесь меняется с субмеридионального на северо-восточное. Таким образом, южная часть Баргузинского хребта является единой крупной морфоструктурой, а северная состоит из положительных морфоструктур, в которые вклиниваются ответвления впадин Байкальской системы.

Очень интересные малые продольные котловины находятся на восточном берегу Байкала, южнее Усть-Баргузинской котловины (см. рис. 14). Эти сателлитные котловины и низкие межкотловинные перемычки образуют сложное Максимихинско-Котокельское межгорное понижение. Оно на севере включает котловину оз. Духовое и открывается в Усть-Баргузинскую котловину, а на юго-западе, за р. Кика, выклинивается в виде узкой продольной долины-грабена, с озером

Колок в истоках Итанцы. Это межгорное понижение состоит из асимметричных сквозных долин-грабен и коротких котловин, расположенных параллельно и кулисообразно по отношению друг к другу и разделенных узкими горными хребтами-горстами.

Баргузинское межгорное понижение представляет вторую по величине впадину байкальского типа, которая является самостоятельной системой котловин и перемычек между ними. Оно имеет север-северо-восточное простираие: на севере обрезано сбросом северо-западного простираия, кулисы которого в Икатском хребте прослеживаются вдоль некоторых отрезков долины р. Хахархай, а в Баргузинском хребте на продолжении этой зоны разломом располагается долина-грабен р. Левая Фролиха с оз. Фролиха. Еще севернее Баргузинская впадина сменяется кулисообразно расположенным узким межгорным понижением с эмбриональными котловинами байкальского типа: озеро Амут, вдоль верхнего течения рек Светлая и Няньдоня и др.

На юге Баргузинское межгорное понижение соединяется с Байкальским и Максимихинско-Котокельским межгорными понижениями. Это соединение осуществляет Усть-Баргузинская котловина, расположенная по отношению к Среднебайкальской котловине кулисообразно. Усть-Баргузинская котловина вместе с соседней Чивиркуйской частично заполнена отложениями Баргузина и озерными.

Особенно сложно строение Баргузинского межгорного понижения между собственно Баргузинской и Усть-Баргузинской котловинами. Здесь имеются параллельные сквозные долины-грабены северо-восточного простираия — Нижнебаргузинская с р. Баргузин (Нижнебаргузинский грабен) и Гусихинская. Первая долина отходит от юго-западного угла собственно Баргузинской котловины, а Гусихинская — от ее южного угла. Обе долины ограничены разнонаправленными (северо-восточными, северо-западными и субширотными) сбросовыми уступами и скатами. Между этими сквозными долинами находится низкий и узкий горный массив — Шаманский Порог — ступенчатый горст, разбитый разломами тех же направлений, что и долины. Этим долинам параллельна третья узкая сквозная долина, пересекающая наискось южный конец Баргузинского хребта и отделяющая от него Улюнский хребет (рис. 15).

Баргузинское межгорное понижение асимметрично: его северо-западный склон высокий, крутой, довольно прямолинейный, хотя местами изломан и пересечен узкими долинами-грабенами, глубоко вдающимися в горы. Вдоль него проходит ступенчатый Баргузинский сброс, сопровождающийся у подножия свежими зеркалами скольжения на треугольных участках склона-фасах. В результате очень высокой послеледниковой сейсмотектонической деятельности вдоль Баргузинского разлома возникли сейсмодислокации разных размеров, а у подножия хребта сейсмотектонические уступы, трещины и зияющие рвы пересекают морены и конусы выноса.

Юго-восточный склон Баргузинской впадины значительно положе, ниже и длиннее северо-западного. Он лишен резких ступеней, имеет еще более изломанные очертания, так как пересечен разнонаправлен-



Р и с. 15. Юго-восточный сбросовый склон Улюнского хребта — кулисообразного отрога Баргузинского хребта

ными сбросовыми уступами и разломами и в него со стороны впадины вдаются клиньями узкие котловины и долины-грабены. Последне-ледниковых сейсмодислокаций меньше и они встречаются лишь местами.

По геофизическим данным, в фундаменте собственно Баргузинской впадины предположительно выделяются четыре кайнозойских котловины (с юго-запада на северо-восток): Джидаканская, Усть-Миндайская, Хонхинская и Усть-Гаргинская. Мощность кайнозойских отложений достигает в Хонхинской котловине 1500 м, а в остальных — 1000 м. Котловины оконтурены разломами и в них вдаются горные отроги, например Хонхинский и Аргадинский Икатского хребта, который раздваивает Усть-Миндайскую котловину (Сейсмогеология ..., 1968). В рельефе Баргузинской впадины отчетливо выделяются плейстоценовые Южная и Северная котловины. Их наискось разделяет узкое подземное продолжение Аргадинского отрога, лежащего севернее Уланбургинской сквозной долины-грабена. Эта перемычка частично скрыта под отложениями Нижнего Куйтуна и является узким горстом, что противоречит мнению В.В. Ламакина (19526), который считал Сувинский, Нижний и Верхний Куйтуны сводообразными структурами. Под отложениями Баргузинской впадины спрятаны и другие сбросовые уступы, поперечные и продольные, пока мало изученные и предполагаемые, например узкие горсты-сколы вдоль Баргузинского сброса.

В рельефе Икатского хребта разломы выражены хуже, чем у Баргузинского хребта. Многие из них сопровождаются интересными формами рельефа и пересекают этот хребет в разных направлениях (см. рис. 2). Так, Уланбургинская долина-грабен продолжается к северо-востоку, где находятся разработанные вдоль разлома и лежащие на одной прямой линии участки долин рек Аргадакан, Пугливая и Тамполка. Южнее Уланбургинского грабена на одной прямой с Нижнебар-

гузинским грабенom в Икатский хребет вдаются с запада Жергаланта-Яссынский и еще южнее Турокча-Богудинский грабены. Севернее Улан-бургинской долины и Аргадинского отрога на одной прямой с Улюкинским грабенom имеется сброс, следующий вдоль Аргaды и окаймляющий с северо-запада Аргадинский отрог-горст. Этот сброс, углубившись на 10 км в горы, выклинивается и замещается параллельным ему сбросом-кулисой, который окаймляет с востока Северную Баргузинскую котловину и переходит на северо-востоке в Шелбонги-Верхнегаргинско-Ципиканскую систему разломов и прямых участков речных долин. Восточнее Икатского хребта такое же северо-восточное простираие имеют расположенные кулисообразно грабены и разломы. Здесь имеются Баунтовское, Ципиканское, Горбылокское, Витимканское и другие межгорные понижения и разделяющие их сводово-глыбовые хребты.

На Икатском хребте, кроме дизъюнктивных нарушений с азимутом СВ 45° , характерных преимущественно для его западной части, широко распространены разломы и связанные с ними прямолинейные формы рельефа с азимутом СВ 30° . Таковы часть долины Гарги ниже с. Маректа и особенно речные долины в восточной части Икатского хребта: Турокчикана, верховий Турокчи-Витимкана и др. Существуют также субширотные разломы и сбросовые уступы, например, в верховьях Аргaды и с разработанными вдоль них долинами рек Джирга, Сея и Хахархай, которые пересекают Икатский хребет и отделяют его от Южно-Муйского хребта, где большое рельефообразующее значение имеют разломы северо-восточного простираия и в меньшей степени — северо-западные нарушения: долина-грабен верховий Баргузина и другие.

Таких примеров можно привести еще очень много, и они подтверждают выявленные закономерности. Таким образом, на значительной части Прибайкальского нагорья одними из главных рельефообразующих неотектонических нарушений являются выраженные в разной степени в рельефе разломы с азимутом порядка СВ 45° . Существенны также дизъюнктивные нарушения с азимутами порядка СВ 30° и СВ 60° . Они обычно распространены на соседних участках, сочетаются с нарушениями северо-восточного и северо-западного простираий и реже с субмеридиональными.

Становое нагорье. В Становом нагорье ступенчато-глыбовая морфоструктура выражена очень резко, и ее формы свежи. Очень отчетливо видны в рельефе новейшие и современные тектонические трещины, сбросы, широкие и узкие горсты и грабены, а также широко распространены сейсмотектонические формы рельефа. Новейший план морфоструктур Станового нагорья мало соответствует общему плану древней структуры (байкалид), подчинен в значительной степени северо-восточным глубинным разломам и испытал дифференцированные перемещения по новым и новейшим сбросам. Хребты и впадины расположены по отношению друг к другу субпараллельно и кулисообразно и подчинены новейшим разломам северо-западного, субмеридионального и субширотного простираий (см. рис. 1). В Становом

нагорье размещение и очертания уступов, котловин, речных долин и т.д. подчинено тем же закономерностям, что и в Прибайкальском. Гео- и морфоструктуры Станового нагорья подробно рассмотрены в книге "Живая тектоника...", 1966.

Забайкалье

В Забайкалье частично заходит Убсунуро-Забайкальская морфоструктурная зона. Для него характерно закономерное чередование более узких и низких, чем в Прибайкалье, горных хребтов и цепочек межгорных котловин забайкальского типа, линейно вытянутых к северо-востоку или к восток-северо-востоку. Морфоструктуры Забайкалья возникли на геоструктурах Селенгино-Витимского синклиниория в результате дифференцированных перемещений по зонам глубинных разломов, оживших в позднем мезозое и кайнозое и сопровождавшихся образованием продольных изгибов большого радиуса, сводов и мульд, осложненных молодыми разломами. Цепочки этих впадин и связанные с ними зоны глубинных разломов прослеживаются на сотни и тысячи километров. Существенны для формирования рельефа субмеридиональные, субширотные и особенно северо-восточные разломы, причем и в этой зоне морфоструктуры высших порядков часто размещены кулисообразно или под острым углом к более крупным морфоструктурам.

Субмеридиональные сбросо-сдвиги хорошо выражены в рельефе Забайкалья, например в пониженной полосе между 105 и 108 меридианами, очень интенсивно раздробленной на малые блоки. Амплитуда относительного поднятия блоков достигает 400—600 м.

В Забайкалье выражены в рельефе позднемезозойские горные хребты и впадины с наложенными кайнозойскими котловинами. Амплитуда вертикальных тектонических перемещений в позднем мезозое достигала сотен и первых тысяч, а в кайнозое — десятков и реже первых сотен метров, т.е. была значительно меньше, чем в Прибайкалье. Кайнозойские впадины несколько смещены к борту мезозойских депрессий, чаще к южному или юго-восточному (Удинская, Гусиноозерская и другие). Такие миграции дна впадин, судя по характеру отложений и их залеганию, происходили и в позднем мезозое (Флоренсов, 1960а).

Морфоструктуры более высоких порядков и их детали в Забайкалье сформировались при перемещениях по разломам относительно малой амплитуды. В крупных морфоструктурах они располагаются чаще всего диагонально и представляют продолжения элементов соседних морфоструктур. По малым разломам, сосредоточенным в довольно широких полосах, частные перемещения были сравнительно незначительными. Поэтому даже мощные окаймляющие разломы здесь образуют более пологие склоны, чем в Прибайкалье и Становом нагорье.

В пределах Забайкалья выделяется аркогенные Селенгинское и Ингодинское среднегорья, Витимское плоскогорье, Джидинское и Олёкминское нагорья, отличающиеся друг от друга глубиной котловин, а также Нижнеерчинская котловина. Если в Селенгинском средне-

горье плосковершинные горные хребты поднимаются над дном котловин на 1000 м и больше, то в Олёкминском нагорье — на 400 — 800 м, а на Витимском плоскогорье только на 100—300 м и редко больше. В Селенгинском и Ингодинском среднегорьях вершинные участки выровненного рельефа сохранились фрагментарно.

Морфоструктуры Забайкалья более подробно мы рассмотрим на примере Селенгинского среднегорья и Витимского плоскогорья.

Селенгинское среднегорье. Характеризуется наличием вытянутых к северо-востоку или субширотно длинных и широких межгорных впадин, цепочек котловин, чередующихся с увалоподобными горными хребтами. Однако не все впадины одинаковы и не все прослеживаются на большом расстоянии. Горные хребты только местами хорошо выражены в рельефе и часто распадаются на короткие массивы, включают малые котловины и узкие впадины.

Большая часть хребтов лучше выражена в юго-западном Забайкалье, восточнее они замещаются другими параллельными хребтами. Хребты Забайкалья имеют сравнительно небольшую высоту, плоские или полого-увалистые вершины, а также довольно пологие склоны, лишь местами с более крутыми участками и рассеченные глубокими ущельями. Котловины — плоскодонные, с полосами и короткими участками пролювиальных и аллювиальных равнин и с предгорными возвышенностями, которые часто имеют моноклиналиное строение и бронированы эффузивами и другими плотными горными породами. Предгорья сильно раздроблены разломами и размыты. У хребтов и котловин Забайкалья один склон пологий, другой круче, один разбит сбросами слабо, другой сильно. Они пересечены разнонаправленными молодыми разломами, особенно значительными вдоль крутых склонов (см. рис. 2), а в пределах хребтов и котловин — пересекающимися под острым углом и быстро выклинивающимися. Большая часть разломов плохо выражена в рельефе. Здесь нет длинных и высоких сбросовых уступов, характерных для Прибайкалья, а также почти полностью отсутствуют молодые тектонические зеркала скольжения, свежие сейсмотектонические трещины, рвы и уступы. Сейсмотектонические структуры встречаются обычно у подножия некоторых самых активных молодых тектонических уступов, например, вдоль южного подножия Заганского хребта, в Малханском хребте и т.д. Это свидетельствует о меньшей сейсмичности района.

В Селенгинском среднегорье особенно интересны длинные межгорные понижения: Удинское, Илька-Загустайское, Верхнетемникское, Тугнуйское, Сухаринское, Джидинское, Среднеселенгинско-Хилокское и более короткие котловины в основном северо-восточного и восток-северо-восточного простирания, а также Гусиноозерское и Кижингинское межгорные понижения север-северо-восточного простирания (см. рис. 1 и 14). Удинское межгорное понижение включает вытянутые вдоль разломов котловины, у которых северо-западный склон прямее и проще юго-восточного и местами окаймлен северо-восточными уступами-сбросами. На более длинном и пологом юго-восточном склоне понижения имеются разломы тех же простираний, но сам склон боль-

ше разобщен вклинивающимися периклинальными окончаниями котловин. Горные и холмистые межкотловинные перемычки состоят из изолированных горных массивов и останцов. Они разделены сквозными долинами или седловинами, образовавшимися вдоль приразломных зон дробления и подвергшихся речному размыву и денудации или представляющим собой узкие грабены. На дне Удинского межгорного понижения и на его юго-восточном склоне имеются три такие депрессии, параллельные и вытянутые к северо-востоку. На северо-востоке Удинское межгорное понижение пересекает Еравнинское межгорное понижение и, выклиниваясь, оканчивается Домнинской котловиной. На юго-западе это понижение завершается Иволгинской котловиной, в которую с юга открываются узкие грабены — ответвления Гусиноозерского межгорного понижения.

Параллельное Удинскому Илька-Загустайское межгорное понижение выражено в рельефе в виде узких и длинных сквозных долин-грабенов и соединенных ими впадин: Тарбагатайской, Брянской и Кижинга-Загустайской. На юго-западе на продолжении последней, но под тупым углом, располагается Тугнуйское межгорное понижение.

Тугнуйское межгорное понижение далеко прослеживается на запад и на его продолжении располагается Иройская котловина. Это понижение имеет прямолинейные угловатые очертания, на западе разветвляется, а на востоке сопровождается параллельной узкой депрессией. Между последней и самим Тугнуйским понижением есть изолированные горные массивы. Южнее этого понижения лежит Сухаринское межгорное понижение. На востоке оно выклинивается и переходит в разломы, а на западе упирается в субмеридиональную депрессию, параллельную разломам вдоль нижнего течения рек Хилок и Чикой.

Очень интересно Гусиноозерское межгорное понижение северо-восточного простираения, пересекающееся под острым углом с Удинским и Тугнуйским. Гусиноозерское понижение состоит из различно ориентированных котловин, обрамленных системами в той или иной степени деятельных разломов. Выраженных в рельефе молодых сбросов мало, и их уступы относительно низки. Такие сбросы имеются в северной части Оронгойской котловины, где у подножия склона расположены сейсмогенные уступы с сохранившимися зеркалами скольжения, ограничивающие ступени. Другой сброс окаймляет с северо-запада Гусиноозерское понижение, пересекает Хамбинский хребет в районе ущелья Темника и прослеживается в восточном окончании малого Хамар-Дабана, юго-западнее пересекает Джидинское межгорное понижение и, возможно, вновь появляется в виде сбросов на южном склоне долины Джиды.

В таком же восток-северо-восточном направлении вытянуты горная перемычка, отделяющая юго-западное окончание Гусиноозерского понижения от субмеридионального участка Боргойской впадины, а также узкие грабены и разломы, секущие в продольном направлении эту перемычку или углубляющиеся в Боргойский хребет.

Длинное Селенгино-Хилокское межгорное понижение в плане имеет угловатые очертания. При этом разломы, оконтуривающие впадины,

пересекают наискось Заганский и Малханский хребты и следуют вдоль склонов соседних впадин (см. рис. 2). Кроме того, они отсекают останцовые горы. При этом выступы котловин и здесь превращаются в узкие грабены. Еще восточнее Селенгино-Хилокское межгорное понижение также превращается в узкие грабены, вдоль которых частично следует Хилок, и под острым углом соединяется с Бадинской котловиной.

Витимское плоскогорье. Здесь сочетаются пологие горные хребты и увалы, широкие и плоские котловины забайкальского типа. Местами во впадинах имеются лавовые плато с потухшими вулканами. У морфоструктур Витимского плоскогорья главным простираением является северо-восточное. Но имеются угловатые в плане горные массивы и впадины и другого простираения, что связано с перекрещиванием разломов северо-восточного, север-северо-восточного и северо-западного простираений. Многие из этих дизъюнктивных нарушений в разных формах прослеживаются на одной линии на большом протяжении и легко устанавливаются на соседних, разделенных депрессиями, возвышенностях.

Из отрицательных морфоструктур Витимского плоскогорья отметим: Кыджимит-Мяусынское, Витим-Джилдинское, Алянгинско-Витим-Аталагасское, Заза-Витим-Тетрахское, Холой-Витимское и Верхнеудинско-Кондинское межгорные понижения. Роль пликативных и дизъюнктивных деформаций при создании этих сложных форм рельефа проявилась в разной степени. При образовании широких прогибов (позднемиоценовских) ведущим процессом было пологое прогибание поверхности Земли. В некоторых впадинах, особенно более узких, наложился смещения по разломам и в рельефе очень хорошо выражены молодые сбросы, часто сопровождающиеся излившимися кайнозойскими базальтами (Заза-Витимское и Холой-Витимское межгорные понижения). Эти сбросы, хотя и достигают в высоту только нескольких метров или первых десятков метров, очень прямые и относительно свежие, что указывает на их сравнительную молодость. Они оконтуривают в котловинах плоские увалы и ступени, внешне похожие на речные террасы, но не доказывающие распространение на Витимское плоскогорье широких речных долин.

На Витимском плоскогорье, как и в соседних районах, межгорные понижения состоят из слившихся и по-разному ориентированных котловин. В этом отношении наиболее интересно Еравнинское межгорное понижение, в котором оседают современные Удинская, Холой-Витимская и Верхнеудинско-Кондинская межгорные впадины и Еравнинская котловина. Во всех случаях совершенно четко выявляется огромная рельефообразующая роль молодых разломов и связанных с ними перемещений по сбросо-взбросовым уступам, усложнившим выраженные в рельефе очень пологие своды и впадины — "волны" большого радиуса. При этом обусловленные новейшей тектоникой формы рельефа и их элементы образуют взаимно перекрещивающиеся и выклинивающиеся полосы.

Наши представления о морфоструктуре и о неотектонике Прибайкалья и Забайкалья согласуются с данными геологических съемок,

гравиметрических, магнитометрических и других материалов. Они также распространены на центральное и восточное Забайкалье и соответствуют выводам В.Н. Новикова и В.А. Попенко (1963) и других исследователей, которые отмечают, что горные хребты этого района состоят из блоков разной формы. Подробный анализ морфоструктур, морфоскульптур и морфолитогенеза центрального и восточного Забайкалья содержится в книге Ю.Г. Симонова (1972).

МОРФОСКУЛЬПТУРЫ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

Интенсивность и распространение современных и древних экзогенных геоморфологических процессов очень различны. Этот вопрос, как и вопрос о потенциальной возможности изменения интенсивности и распространения тех или иных экзогенных процессов, подробно рассмотрен во многих работах (Преображенский, 1959, 1960; Воскресенский, Ананьев, 1961; Геоморфологические исследования..., 1965; Предбайкалье и Забайкалье, 1965; Гравис, 1969; Олюнин, 1970, 1975; Никольская, 1972; Симонов, 1972; Чичагов, 1975; и др.).

Деятельность преимущественно экзогенных геоморфологических процессов привела к образованию морфоскульптур. На поднимающихся морфоструктурах экзогенные, как и эндогенные, деструктивные процессы постепенно уничтожали древние формы рельефа и создавали более молодые. В опускающихся морфоструктурах разного генезиса происходило накопление осадочного материала и образование преимущественно аккумулятивных форм рельефа. При этом, местами происходило постепенное погружение более древних морфоскульптур (и морфоструктур) и захоронение их под все более молодыми образованиями. Таким путем в депрессиях накапливалась осадочная толща, в которой под современными морфоскульптурами захоронено множество более древних морфоскульптур. По возрасту эти морфоскульптуры близки к слагающим их осадкам. Таким образом, в депрессиях, как и на положительных морфоструктурах, под воздействием преимущественно экзогенных геоморфологических процессов происходило в основном прогрессирующее омоложение морфоскульптур.

Морфоструктуры моделированы не только морфоскульптурами, но и сравнительно небольшими эндогенными образованиями — элементами морфоструктуры. Те и другие в рельефе представлены отдельными формами и морфогенетическими типами. Под морфогенетическим типом рельефа подразумевается определенный комплекс форм рельефа, закономерно повторяющихся в пространстве и обладающих единым генезисом и единой морфографией. В объяснительной записке к "Геоморфологической карте СССР" м-ба 1 : 4 000 000 морфогенетический тип рельефа определяется как закономерное сочетание форм рельефа, обусловленное общностью развития, воздействием новейших тектонических движений и ведущего экзогенного процесса на участок земной поверхности с определенной геологической структурой.

При составлении геоморфологических карто-схем мы не выделяли большие по площади участки с единым морфогенетическим типом, являющиеся скорее геоморфологическими районами, а, наоборот, устанавливали по возможности точные очертания участков разного генезиса, морфографии и морфометрии. Выделяемые нами типы и подтипы рельефа близки к генетически-однородным поверхностям, а аккумулятивные равнинные участки часто совпадают с контурами детальных карт четвертичных отложений. Они отличаются от генетически-однородных поверхностей наличием морфографических и морфометрических характеристик, т.е. отражают не только генезис и возраст, но и облик рельефа.

Для облегчения картографирования и чтения карт, помимо раскраски или штриховки, нами предложено обозначение типов и подтипов рельефа символами (Олюнин, 1963а). Кроме того, для карт более крупных масштабов нами разработаны условные обозначения форм рельефа и их элементов. Эти символы и значки использовались в некоторых работах (Олюнин, 1965а,б; Брайцева и др., 1968; Мелекесцев и др., 1970; и др.).

Среди морфогенетических типов рельефа в зависимости от морфографии и морфометрии различаются подтипы рельефа. Типы и подтипы рельефа подразделяются на: 1) равнинные, с уклонами основных склонов до 5° , местами до 10° ; 2) возвышенностей, с крутизной основных склонов свыше 10° и относительными превышениями 25–100 и реже до 150 м; 3) горные, с крутизной основных склонов больше 10° – 15° и относительным превышением свыше 100 м. Среди гор по относительным высотам выделяются: низкие высотой 100–350 м, средние – 300–1000 и высокие – свыше 1000 м.

Для равнинных типов рельефа мы приняли символы: Р – равнина, равнинный участок; Т – терраса и ПТ – плато; для гор – Г – горы, для холмистых и грядовых возвышенностей – Х – холмы. Горные типы и подтипы рельефа, в зависимости от относительной высоты, обозначены: НГ – низкие горы; СГ – средневисотные горы и ВГ – высокие горы. Генетическое обозначение у символов пишется справа внизу, а морфографическое и порядковый номер поверхности (террасы, террасовидной ступени и т.д.) – справа сверху. Таким образом, например, символы $НГ_{эдн}^Р$, $НГ_{эдн}^С$ обозначают низкие эрозионно-денудационные горы, расчлененные и сглаженные; а символы $ПТ_{дн}^Р$ и $ПТ_{дн}^С$ – соответственно террасовидная денудационная равнина и денудационное плато.

Равнинные типы рельефа разделяются на равнины: аллювиальные ($Р_{ал}$), пролювиальные ($Р_{пр}$), озерные ($Р_{оз}$), ледниковые ($Р_{л}$), вулканогенные, в частности сложенные андезито-базальтами ($Р_{в}$, $В_{б}$), и денудационные ($Р_{дн}$). Порядковый номер террасы или террасовидной ступени (террасовидного равнинного участка) ставится в верхнем правом углу символа, а их генезис – в правом нижнем углу. Для пойм вместо порядкового номера проставляется индекс "п" или "вп" – пойма или высокая пойма. Таким образом, символы $Т_{ал}^п$ и $Т_{ал}^2$ обозна-

чают: равнина пойменной речной террасы (пойма) и вторая речная надпойменная терраса, а символ T_{O3}^1 — первая озерная терраса и т.д.

Под пролювиальными равнинами подразумеваются равнинные участки, сложенные различными пролювиальными отложениями, из которых возникли конусы выноса и наземные (континентальные) дельты, а при расчленении и при подрезании последних — пролювиальные террасовидные ступени¹. Пролувиальные равнины, в зависимости от происхождения слагающего их материала и особенностей геоморфологических процессов, мы подразделяем на аллювиально-пролювиальные ($P_{апр}$), делювиально-пролювиальные ($P_{дпр}$), золово-пролювиальные ($P_{эпр}$) и мерзлотно-солифлюкционнно-пролювиальные ($P_{мс}$). Аллювиально-пролювиальные равнинные участки, в зависимости от водности и активности реки и состава аллювия, подразделяются на аллювиально-пролювиальные равнины крупных и средних рек или равнины наземных (континентальных) дельт ($P_{кд}$) и аллювиально-пролювиальные равнины малых рек или равнины наземных дельт и конусов выноса малых рек ($P_{апр}$ и $P_{пр}$). Золово-пролювиальные равнины представляют собой наклонные равнины подгорных шлейфов, сложенных принесенным ветром материалом и делювием, переотложенными временными водными потоками.

К пролювиальным равнинам можно отнести и флювиогляциальные равнины ($P_{фг}$), отложенные также блуждающими по их поверхности часто безрусельными потоками и имеющие те же самые формы рельефа, но отличающиеся в основном лишь происхождением материала и относимые вместе с моренами (М), флювиогляциальными террасами ($T_{фг}$) и экзарационными равнинами к ледниковым равнинам ($P_{л}$). Плоские и полого-увалистые пролювиальные и флювиогляциальные равнины обозначаются символами: $P_{кд}$, $P_{апр}$, $P_{пр}$, $P_{дпр}$, $P_{эпр}$ и $P_{фг}$. Эти и другие равнинные участки — золовые, денудационные, вулканогенные и т.д. часто подрезаны снизу, окаймлены уступами или скатами. Такие образования — ступени с более или менее равнинным рельефом венчающей площадки — названы нами террасовидными равнинами (ступенями). У их символов в верхнем правом углу проставляется индекс "т" — террасовидная. Для обозначения порядкового номера, как и у речных и других террас, вместо индекса "т" ставятся индексы: "1, 2, 3" и т.д., т.е. порядковый номер поверхности площадки ступени в соответствии с возрастом и номером речных террас. В случае соответствия таких равнинных участков пойме или высокой пойме ставится индекс "п" или "вп" — пойма или высокая пойма. Таким образом, символы, например, наземных дельт крупных и средних рек имеют следующий вид: $P_{кд}^п$ — пойменная равнина наземной дельты крупной или средней реки, а $P_{кд}^1$ — равнина наземной дельты, соответствующая по возрасту первой террасе.

На такие же подтипы разделены равнины золовые ($P_з$), денудационные ($P_{дн}$) и вулканогенные ($P_в$), сложенные лавами и другими вул-

¹ Подробнее о генезисе отложений пролювиальных и других равнинных участков изложено ниже.

каногенными отложениями. Во многих случаях денудационные и вулканогенные равнины относительно приподняты и образуют плато — $ПТ_{дн}$ и $ПТ_{в}$ или $ПТ_{\beta}$, если оно сложено базальтами. На вершинах гор кроме того выделяются нагорные равнины — РН. Для морен принят символ М — морена, у которого в верхнем правом углу ставится индекс, показывающий порядковый номер оледенения или стадии отступления ледника.

Кроме озерных равнин, на картах нами выделяются еще озерно-болотные ($P_{об}$), пролювиально-болотные ($P_{прб}$) и болотно-дельтовые ($P_{бд}$) равнины. Последние распространены в дельтах рек (Селенги и др.) и сложены в основном пойменной фацией речных отложений и озерно-болотными отложениями.

Из холмистых и грядовых возвышенностей и гор на карто-схемах показаны возвышенности и горы со сглаженными очертаниями или резко расчлененные: денудационные ($X_{дн}^C$, $НГ_{дн}^C$, $СГ_{дн}^C$), эрозионно-денудационные ($X_{эдн}^D$, $НГ_{эдн}^D$, $СГ_{эдн}^D$), нивально-денудационные ($СГ_{ндн}^D$), ледниково-эрозионные ($X_{лэр}^C$, $X_{лэр}^D$, $НГ_{лэр}^C$, $НГ_{лэр}^D$, $СГ_{лэр}^C$, $СГ_{лэр}^D$) и экзарационные ($X_{экз}^C$, $НГ_{экз}^C$, $СГ_{экз}^C$).

Перечисленные типы и подтипы рельефа характерны для Прибайкалья и Забайкалья (рис. 16, см. вкл. стр. 66). В опубликованной ранее работе они сведены в таблицу (Олюкин, 1963а). Их удобно выделять и в других районах со сходными природными условиями. Естественно, что в иных природных условиях встречаются также другие типы и подтипы рельефа. Так, например, в молодых вулканических районах приходится детально делить на подтипы рельефа вулканогенные образования и выделять среди вулканогенных равнин, кроме андезито-базальтовых (P_{β}), еще пирокластические ($P_{пк}$), а среди пролювиальных — вулканогенно-пролювиальные ($P_{впр}$) и т.д. Большое значение приобретает здесь детальное разделение вулканогенных форм рельефа не только по генезису и слагающим их отложениям, но и по возрасту. Дальнейшая детализация легенды требуется также и для аридных районов, где среди денудационных типов рельефа надо выделять их подтипы с учетом возраста и особенностей экзогенных геоморфологических процессов. Нужна детализация подтипов и форм рельефа и среди эолово-аккумулятивных и дефляционных форм рельефа и т.д.

В целях наибольшей выразительности изображения на крупномасштабных карто-схемах, кроме типов и подтипов рельефа, изображенных символами или штриховкой, условными значками показаны некоторые формы рельефа, их комплексы и элементы. При составлении схем проводилось картирование элементарных поверхностей — граней, склонов и пологих площадок, линий пересечения этих поверхностей — ребер и точек пересечения ребер. Выделялись также контуры распространения отложений разного генезиса и возраста. При разработке условных обозначений за основу были взяты значки для топографических карт и другие значковые обозначения, разработанные для геоморфологических карт нами и другими авторами.

Среди линий пересечения элементарных поверхностей различаются: линии водоразделов (гребни), тальвеги и перегибы на склонах и у их подножия. Перегибы включают положительные (бровки, уступы, скаты) и отрицательные перегибы или вгибы. Водораздельные гребни изображаются различными сочетаниями склонов, водораздельных линий, разной формы вершин, перевальных седловин и плечей. Эти гребни имеют разнообразный профиль от сильно расчлененного, зубчатого, скального до совершенно ровного. На склонах показываются уступы, скаты и террасы, которые даются и на равнинных участках.

Уступы представляют комбинацию крутого склона (стенки уступа), ограниченного сверху положительным перегибом (бровкой), а внизу — отрицательным перегибом—вгибом, который на схемах обычно не показывается особым знаком. Выше и ниже стенки уступа идут более пологие участки склона со своими условными обозначениями. Относительную крутизну стенки уступа (и ската) мы отражаем шириной зубцов значка уступа: наиболее крутые уступы изображаются широкими зубцами со слившимися основаниями. Наоборот, пологие уступы даются узкими зубцами с отдельными основаниями, причем ширина зубцов уменьшается постепенно пропорционально выполаживанию уступа. Скаты отмечаются тонкими линиями, спускающимися, как и зубцы уступов, вниз по падению склона.

Террасы (ступени) показываются, если позволяет масштаб, площадкой (пологим склоном), ограниченной положительным перегибом (бровкой) внизу и отрицательным (тыловым швом) с противоположной стороны, если только терраса не отделена от верхнего склона врезом и т.д. Более сложные одиночные формы рельефа изображаются сочетаниями тех же элементов (водораздельных гребней, уступов, отрицательных перегибов и т.д.) или же особыми значками, показанными на некоторых рисунках в нашей книге.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ГЕНЕЗИС КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ СОВРЕМЕННЫЕ АНАЛОГИ

Горы, возникшие во время позднемезозойского орогенеза, подверглись интенсивному воздействию экзогенных геоморфологических процессов. Значительная часть обломочных отложений накопилась в мезозойских впадинах вблизи от областей сноса. Очень большая мощность терригенных конгломератов и песчаников этого возраста свидетельствует о высокой интенсивности эрозии в глубоко и сильно расчлененных горах, о ливневом характере атмосферных осадков. Мелкообломочный состав отложений конца раннего мела и почти повсеместное отсутствие осадков в позднем мелу и палеогене указывают на продолжительный период относительного тектонического покоя и выравнивания рельефа на большей части характеризуемой территории. Лишь местами сохранились следы последних этапов позднемезозойского орогенеза. Они представлены позднемеловыми конгломератами, брекчиями и фангломератами сотниковской свиты (северный борт Удинского межгорного понижения, юго-восточное Забайкалье), грубообломочными отложениями еравнинской свиты (Еравнинское межгорное понижение) и др. Эти отложения имеют преимущественно пролювиальное и местами обвальное и осыпное происхождение. По сравнению с верхнеюрскими—нижнемеловыми и особенно неоген-четвертичными отложениями их распространение ограничено.

Кайнозойские и современные рыхлые обломочные отложения развиты широко. В резко расчлененных горах преобладают щебнистые и глыбовые разности, мелкообломочных здесь меньше (Байкальский рифт без котловин, Восточный и Западный Саяны, большая часть Алтая, Хэнтэй-Чикойское нагорье и др.). Для сглаженных низких гор, холмов и гряд, особенно в бассейне Байкала и в некоторых замкнутых бассейнах Монголии, сложенных преимущественно гранитоидами, характерны пески и супеси. Менее развиты здесь суглинки и глины с дресвой и щебнем. Последние широко распространены на Витимском плоскогорье, в восточном Забайкалье и в других районах вне бассейна Байкала. В речных долинах и в котловинах развиты галечниковые, местами валунные, а также щебнистые, песчаные и супесчаные отложения. В южной части западного Забайкалья особенно широко развиты пески, образовавшиеся при разрушении некоторых разновидностей гранитов гранитоидного пояса юга Сибири и Монголии.

Несортированные щебнисто-глыбовые, щебнистые, суглинистые и супесчаные отложения имеют элювиальное, делювиальное, коллювиальное, солифлюкционное, ледниковое и речное происхождение. Нас прежде всего интересует происхождение генетически трудноразличимых песчаных и супесчаных отложений, так как раньше по их распространению судили о размещении и размерах древних озер. Ниже мы подробно рассмотрим современные отложения определенного генезиса и сравним с ними отложения спорного происхождения.

Условия осадконакопления и представления о генезисе песчаных отложений

В настоящее время в горах юга Сибири и особенно в Забайкалье и Монголии, как и в других районах Внутренней Азии, господствует резко континентальный климат с продолжительной (5,5–8 месяцев) холодной и сухой малоснежной зимой и коротким (2–3,5 месяца) летом, теплым и сухим в начале и более жарким и дождливым во второй половине (Предбайкалье и Забайкалье, 1965). Весна и осень короткие, холодные и ветреные. В котловине Байкала зима умеренно холодная, ветреная, а лето прохладное и достаточно влажное. С сентября устанавливается Сибирский антициклон, сопровождающийся ветрами. В феврале в Восточной Сибири антициклон начинает разрушаться — с запада проникают циклоны, вызывающие местами потепление. Летом атмосферное давление понижается, резко усиливается циклоническая деятельность, во второй половине лета сопровождающаяся в горах обильным выпадением атмосферных осадков. При этом в Забайкалье с юга проникает влажный морской тропический воздух.

Среднегодовое количество осадков на наветренных склонах северной экспозиции Восточно-Саяно-Байкальского нагорья превышает 900 мм (на Хамар-Дабане 1309 мм), на Хэнтэй-Чикойском нагорье больше 700, в горах Забайкалья больше 400, а в котловинах Прибайкалья и Забайкалья — 200–350 мм. В течение года осадки выпадают очень неравномерно. Их большая часть приходится на теплый сезон года. Так, на Хамар-Дабане за теплый период их выпадает до 1159 мм, а в котловинах Забайкалья — 200–240 мм, т.е. почти все годовое количество.

Для горных хребтов характерны повышенная влажность, обилие осадков, мощный снежный покров, сильные ветры и меньшая, чем в котловинах, контрастность сезонных и суточных изменений температуры и влажности. В высокогорьях лето прохладное и короткое. Дожди в горах часто имеют ливневый характер и сопровождаются усилением эрозии, оползнями и селевой деятельностью. Для безлесных вершин характерно интенсивное морозное и температурное выветривание. Последнее активно и на южных скальных склонах гор в лесостепи. В средневысотных и высоких горах внизу, преимущественно на южных скальных склонах, растут сосновые леса, а в среднем поясе — светло- и темнохвойные. Еще выше поднимается кедровый стланик, луга и скальная растительность. В горах выше 900–1000 м над уров-

нем моря, особенно на склонах северных экспозиций, наблюдается мерзлотная солифлюкция.

Межгорные котловины Прибайкалья отличаются от гор устойчивыми температурными инверсиями, более значительными морозами, маломощным снежным покровом (меньше 15 см), который местами сдувается и частично испаряется до таяния. При антициклонах в котловинах устанавливается засушливая погода. Эти климатические условия распространяются и на низкогорья юга Забайкалья, где, как и в котловинах, преобладает лесостепная с сосновыми лесами и степная растительность. Здесь на склонах наблюдаются плоскостная денудация, линейная эрозия и золовая деятельность.

В современных условиях склоны гор закреплены растительностью и экзогенные геоморфологические процессы мало активны. При уничтожении естественного растительного и почвенного покрова они активизируются. Этот вопрос подробно рассмотрен во многих работах (Прибайкалье и Забайкалье, 1965; Иванов, 1966; Инженерная геология ..., 1968; Олюнин, 1970; и др.).

Подробный анализ процессов выветривания и морфолитогенеза — курумового на склонах гор, на дне долин, в речных бассейнах и озера на примере центрального и восточного Забайкалья — содержится в монографии Ю.Г. Симонова (1972). На помещенной в ней карте Забайкалья показаны провинции морфосистем: современных и реликтовых курумово-марьевых и дефлюкционно-суходольных (пролювиальных); в их пределах выделены области морфосистем. При формировании этих морфосистем существенными были различные виды массового течения несортированного глинистого грунта — солифлюкция (дефлюкция) и образование пролювия; а плоскостной смыв со склонов имел местное и сравнительно небольшое значение. Такой морфолитогенез существенно отличается от морфолитогенеза в котловинах и на крутых склонах Прибайкалья и западного Забайкалья.

Антропогенные отложения и палеогеографические условия их образования на примере Внутренней Азии изучал Э.И. Равский (1972). Он предложил стратиграфическую схему антропогена, которой мы в основном и придерживаемся. В эоплейстоцене осадконакопление было семиаридного типа. В раннем эоплейстоцене климат был жаркий, периодически засушливый, в среднем наблюдалось значительное иссушение и некоторое похолодание, а в позднем эоплейстоцене влажность увеличилась. Во время плейстоценовых оледенений резко увеличилась континентальность климата, резко похолодало и влажность понизилась, особенно во время зырянского оледенения. Во время раннечетвертичных оледенений были отчетливо выражены фазы холодная и влажная, сухая и холодная и фаза некоторого увлажнения. Для зырянского оледенения установлены первая и вторая фазы, а для сартанского — только вторая. Осадконакопление во время оледенений было перигляциального типа — литогенез происходил в условиях безлесья, повсеместного развития многолетней мерзлоты, малого количества атмосферных осадков и усиления склоновых процессов (солифлюкции, плоскостного и струйчатого смыва), создавших делювиально-солифлюк-

ционные отложения. Речной сток сократился, а поступление в долины продуктов физического выветривания усилилось. Реки, обладавшие тогда малым стоком и перегруженные влекомым и взвешенным материалом, фуркировали и отлагали по констративному типу перигляциальный аллювий. Нормальный же перстративный аллювий отлагался в межледниковья, когда климат и растительность были близкими к современным. К перигляциальным образованиям Э.И. Равский (1972) относит разного генезиса лессовидные отложения и слоистые валунные и щебнистые отложения, которые в современных условиях на тех же участках не образуются.

Песчаные и супесчаные отложения широко распространены на юге Сибири, особенно в котловинах Прибайкалья и в юго-западном Забайкалье, а также в Убсунурской котловине и в других межгорных понижениях Центрально-Азиатского орогенного пояса. Они мало изучены и об их генезисе имеются различные мнения.

Тонкослоистые пески и супеси чаще всего считают озерными или речными. Так, например, за озерные принимали пески и супеси высоких террасовидных ступеней в котловинах Прибайкалья и западного Забайкалья, которые представлены отложениями кривоярской и баунтовской свит, широко распространенными в межгорных понижениях и речных долинах (Равский и др., 1964; Базаров, 1968б; и др.). Однако они не встречаются в Боргойской, Гусиноозерской, Верхне-Оронгойской, Тугнуйской, Верхне-Удинской, Итанцинской и других котловинах, расположенных в сходных условиях. Эти пески и супеси отличаются хорошо выраженной параллельной, иногда почти горизонтальной тонкой слоистостью с линзовидным, полого-волнистым, часто косым и перекрестным расположением слойков и однородным механическим составом. Пески мелко- и среднезернистые, местами с небольшими слойками крупнозернистых песков, гравия, дресвы и щебня местных пород, с бедными остатками флоры и фауны. Мощность песков достигает 100–200, а в дельте Селенги — 400–500 м. Подобные отложения в настоящее время образуются в результате речной, озерной, золовой деятельности.

И.Д. Черский (1881а) считал эти пески отложениями четвертичных озер. В.А. Обручев (1914, 1929) полагал, что пески Селенгинской Даурии в значительной степени являются *послетретичными озерными* отложениями, которые и теперь покрывают во многих местах дно долин (вне главных речных русел) и нижнюю часть склонов, до высоты 1000 м над уровнем моря и 600 м над Байкалом. Эти пески широко распространены и достигают большой мощности, хотя значительная часть их уже уничтожена размывом или превращена в современные наносы — сыпучие пески, лесс, аллювий, элювий и делювий. В.А. Обручев считал, что когда обсохли озера, получившие сток в Байкал, их песчаные ложа подверглись развеванию. Более крупные частицы отложились на окраинах долин и образовали сыпучие пески, а пыль осела на соседних высотах, покрытых лесом или степью, и вместе с местным материалом образовала песчанистый забайкальский лесс.

К озерным В.А. Обручев относил пески разных оттенков желтого цвета, различной крупности зерен с содержанием или без гравия и гальки, в разной степени глинистые и иловатые. Реже озерные отложения представлены галечниками, илами, суглинками, глинами. Озерные отложения, по его мнению, обладают правильной, тонкой слоистостью, местами диагональной или волнистой.

В.В. Ламакин (1952а) и многие другие исследователи считали озерными тонкослоистые пески и супеси, слагающие средние и высокие террасы и террасовидные ступени. П.И. Налетов (1961) пески бассейна Селенги принимал за озерные и дельтовые. Э.И. Равский, В.Г. Гербова и другие полагают, что, кроме преобладающих озерных песков, имеются пески речные, пролювиальные и местами озерно-речные (Гербова, 1959, 1961; Гербова, Равский, 1961; Вангейггейм, Гербова, 1962; Равский и др., 1964; Равский, 1972). Преимущественно озерное происхождение песков, кривоярской свиты, по мнению Э.И. Равского (1972), определяет следующее:

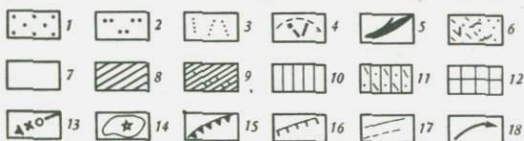
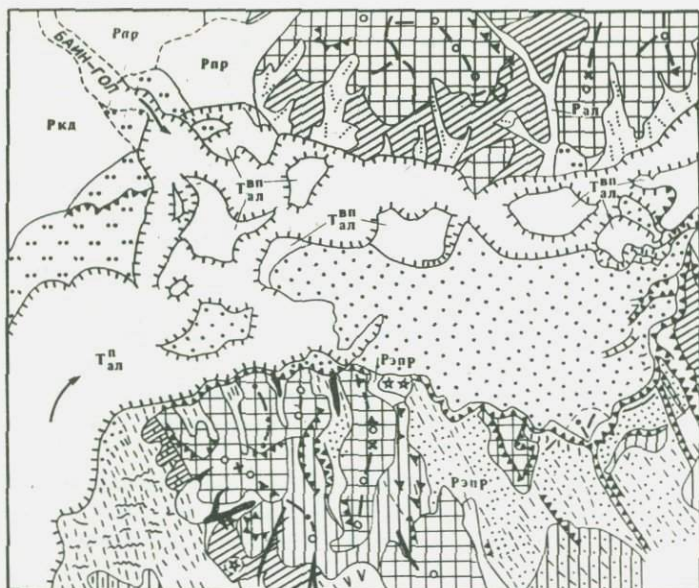
1. Характер слоистости — в песках наблюдается чередование тонких слоев более глинистых (более темных по окраске) и более песчаных (более светлых). Мощность отдельных слоев изменяется от нескольких миллиметров до 5—7, реже до 10 см. Основная слоистость горизонтальная параллельная, а на ее фоне выделяются волнистая, косая и линзовидная микрослоистости.

2. Однородность механического состава в вертикальном разрезе. Укрупнение материала сверху вниз или в обратном направлении не наблюдается.

3. Широкое распространение песков на всей территории независимо от геоморфологических особенностей. Они залегают как на между-речьях (с отметками до 600—800 м абсолютной высоты), так и во впадинах.

По мнению Э.И. Равского (1972), пролювиальные (дельтовые) и речные пески отличаются косой слоистостью, а речные пески, кроме того, включают обильную гальку. К отложениям кривоярской свиты по строению близки песчаные разновидности перигляциального аллювия, который представлен переслаивающимися отложениями разного механического состава, преимущественно мелкозернистого глинистого песка, содержащего линзы, карманы и гнезда породы другого механического состава. Эти отложения имеют в основном горизонтальную или полого-волнистую слоистость и пологий наклон от бортов к центру долины. Верхние горизонты представлены горизонтально-слоистыми лессовидными отложениями с прослоями почв и торфяников. Перигляциальный аллювий отложен фуркирующими реками, переполненными наносами, которые двигались сплошным слоем волочения. Такими отложениями, например, сложена третья терраса р. Чикой.

Л.И. Прасолов (1913), исследовавший почвы южной части территории Бурятской АССР, считал пески отложениями обширных конусов выноса, возможно покрывающих озерные отложения. Эти наносы, по его мнению, подверглись развеванию и из них образовались золотые пески, положение которых на левых, южных и юго-восточных бортах



Р и с. 17. Схема размещения золовых и пролювиальных образований на берегах Селенги

1 — первая надпойменная терраса; 2 — то же, вторая; 3 — делювиально-пролювиальные равнинные участки; 4 — плоские конусы выноса; 5 — овраги; 6 — золовые пески и гряды; 7 — равнинные участки разного генезиса; 8 — эрозионно-денудационные холмисто-грядовые возвышенности; 9 — то же, с навейными песками; 10 — эрозионно-денудационные низкие горы, сглаженные; 11 — то же, с навейными песками; 12 — то же, расчлененные, без навейных песков; 13 — водораздельные гряды, с седловинами, вершинами и уступами; 14 — останцовые возвышенности; 15 — уступы; 16 — бровки террас; 17 — границы: а — четкие, б — нечеткие; 18 — направление течения рек. Равнинные участки: Р_{эпр} — золово-пролювиальные; Р_{пр} — пролювиальные; Р_{кд} — наземная дельта Темника; Т_{ал}^п, Т_{ал}^{вп} — пойма и высокая пойма Селенги

речных долин обусловили асимметричное распределение наносов и наличие на противоположных, северных и северо-западных берегах преимущественно щебенчатых, а не песчаных отложений (рис. 17). Л.И. Прасолов (1927) отметил, что точно разграничить песчаные отложения по времени и способу образования очень трудно, а в некоторых случаях и невозможно. Во всяком случае, значительная часть их представляет именно золовые отложения, материалом для которых являлись аллювиальные отложения рек системы Селенги, отличающейся необычайно сильными разливами. По его мнению, на долю собственно озерных песков приходится только их небольшая часть и по распро-

странению песков нельзя судить об уровне воды в послетретичных озерах.

В.В. Белоусов (Белоусов и др., 1932) писал, что, хотя в районе Улан-Удэ и в соседних районах в четвертичное время могло существовать много озер и болот, нельзя относить почти все четвертичные песчаные отложения к озерным, так как в массе они, несомненно, имеют речное происхождение. Он также отметил широкое распространение в Забайкалье золотых песков, высоко поднимающихся на склоны гор (например, хр. Цаган-Дабан), и наличие местных элювиальных и делювиальных песков. По мнению В.В. Белоусова, распространение песков на горах не доказывает озерный режим района в прошлом, когда озера заполняли межгорные понижения и имели, судя по относительным высотам верхних границ песков, значительные глубины.

Д.Б. Базаров (1960, 1961а,б, 1964, 1968б) считал пески кривоярской свиты эоплейстоценовыми — нижнеплейстоценовыми отложениями основных рек, включающими пачки пролювиальных, делювиальных, золотых и мелководно-озерных отложений. Н.А. Логачев (1958а,б) пески Забайкалья относил главным образом к озерным и речным осадкам и частично к пролювиальным, а в котловинах байкальского типа — к озерно-ледниковым и флювиогляциальным. Он полагал, что пески накапливались в конце среднего и в позднем плейстоцене в быстро заполнявшихся наносами мелководных озерах и при мигрировании водных потоков, причем залегание песков на высоте до 100–150 м над дном котловин объясняется накоплением их на склонах и вовлечением в тектоническое поднятие гор.

Озерное происхождение песков западного Забайкалья и Тункинской котловины отрицал А.И. Москвитин (1940). Он полагал, что пески имеют золотое происхождение. Н.А. Флоренсов (1954а, 1968) вначале считал пески озерными и дельтовыми, а позже пришел к выводу об их неозерном происхождении. Наши исследования показали, что эти пески являются преимущественно флювиальными образованиями, возникшими в значительной степени за счет местного материала. Это — различные пролювиальные, частично переотложенные ветром и транзитными реками, и лишь вблизи современных озер — озерные образования (Олюнин, 1961а, 1963в, г; 1968а; Предбайкалье и Забайкалье, 1965; и др.). Установлено также, что пески разного генезиса по внешнему виду и по гранулометрическому составу часто совершенно одинаковы и выяснить их происхождение можно лишь по комплексу признаков.

Следует отметить, что накопление в межгорных впадинах песков кривоярской свиты и других песков, похожих на озерные, связано с созданием при дифференцированных вертикальных тектонических движениях озеровидных расширений — местных базисов аккумуляции. Это явление отмечали многие исследователи. Е.Н. Пресняков (1964) указывал, что выше эрозионных ущелий крупных рек в поднимающихся горных хребтах в их долинах образуются озеровидные расширения русел и озера подтапливают низовья притоков. Д.Б. Базаров (1968б) считал, что в Селенгинском среднегорье, при постоянном под-

Таблица 1

Глубина (d) и суммарная площадь (Σp) на поверхности кварцевых песчаных районов КНР и МНР (Чичагов, 1961)

Отложения	Глубина	
	2,0—1,0 мм	
	d	Σp
Делювиальные	0,10—0,30	0,10—0,20
Аллювиально-балочные	0,10—0,40	0,10—0,25
Аллювиально-речные	0,02—0,30	0,05—0,10
Озерные прибрежные	0,10—0,30	0,10—0,20
Озерные древние*	0,01—0,25	0,01—0,05
Золовые первичные	0,03—0,15	0,05—0,10
Золовые	0,02—0,04	0,05—0,10
Ледниковые	0,15—0,40	0,10—0,14

* Озерные отложения озерных террас, озерных равнин и участков озерно-аллювиальных равнин.

поре рек многочисленными поднимающимися кулисообразно расположенными горными отрогами выше преграды, возникали сходные с озерными условия, в которых могли накапливаться пески с тонкой правильной горизонтальной ленточнообразной и волнистой слоистостью. Здесь могли возникать и мелкие подпорные водоемы, которые временами превращались в достаточно глубокие озера, чему способствовало усиление поднятия гор или увеличение атмосферных осадков.

Н.А. Флоренсов (1968) отмечает, что во впадинах байкальского типа отдельные котловины между относительно поднимающимися перемычками в результате временной задержки транзита наносов быстро заполнялись осадками речных разливов, похожими на озерные, хотя в них и не было больших глубоких озер. Л.Н. Ботвинкина (1962) пишет, что пойменные отложения запруженных рек похожи на озерные. Это же явление наблюдали и мы.

Кайнозойские отложения изучались нами во время полевых исследований 1953—1955 и 1966—1972 гг. Образцы этих отложений подвергались гранулометрическому анализу: ситовому на почвенных ситах и водному по методу А.Н. Сабанина, выполненному в лабораториях ВИМС'а и Института географии АН СССР. Полученные при этом фракции и образцы целиком были просмотрены под бинокулярной лупой. Некоторые образцы подвергались минералогическому анализу. Нами исследовались преимущественно песчаные и супесчаные отложения — аллювиальные, делювиальные, различные пролювиальные, флювиогляциальные, озерные, золовые и другие.

Песчаные отложения изучал В.П. Чичагов (1961), исследовавший песчаные зерна четвертичных отложений юго-восточного Забайкалья, КНР и МНР. Особое внимание он обратил на характер поверхности

зерен из четвертичных отложений юго-восточного Забайкалья и прилегающих

	и площадь ямок, мм			
	1,0—0,5 мм		0,5—0,25 мм	
	d	Σp	d	Σp
	0,10—0,40	0,10—0,30	0,05—0,25	0,10—0,20
	0,10—0,30	0,10—0,25	0,05—0,25	0,10—0,15
	0,01—0,40	0,05—0,10	0,01—0,10	0,02—0,05
	0,05—0,20	0,10—0,20	0,01—0,10	0,05—0,15
	0,01—0,20	0,01—0,03	0,01—0,05	0,01—0,03
	0,03—0,07	0,05—0,07	0,01—0,03	0,03—0,05
	0,01—0,02	0,01—0,05	0,01	0,01—0,05
	0,05—0,50	0,12—0,30	0,03—0,30	0,03—0,20

песчинок, и под бинокулярной лупой и на микрофотографиях он подсчитал количество и глубину ямок, площадь их устьев на поверхности песчинок и изучил строение межямочных участков. Была определена суммарная площадь ямок, разделенная на площадь просматриваемой грани зерна Σp , где p — площадь единичной ямки. По глубине ямок (в мм) выделены следующие типы зерен песка: 0,01—0,05 — микроямчатые; 0,05—0,10 — мелковатоямчатые; 0,10—0,20 — собственно мелкоямчатые; 0,20—0,30 — среднеямчатые и 0,30—0,50 — глубокоямчатые. В.П. Чичагов (1961) описал и сравнил друг с другом только зерна кварца из фракций: 2,0—1,0, 1,0—0,5 и 0,5—0,25 мм (табл. 1).

Для различных по происхождению песков В.П. Чичагов отметил следующие характерные типы кварцевых зерен:

1. Делювий, включающий отложения поверхностных ливневых и снеговых вод, пластичных течений грунта и мерзлотно-солифлюкционные — глубокоямчатые остросребристые, гребневидно-среднеямчатые, ребристо-мелкоямчатые и пилообразные микроямчатые.

2. Аллювий временных потоков — округленно-остросребристые среднеямчатые, остроугольные и мелкогребневатые мелкоямчатые, бугорчато-волнистые и мелкорребристые микроямчатые.

3. Аллювий крупных рек — округленно-волнистые и округленно-ребристые глубоко- и среднеямчатые, бугорчато-волнистые средне- и мелкоямчатые и остроугольно-ребристые.

4. Озерные прибрежные (озер Далай-Нор, Торейских, Калтан, Харанор и др.) — округленно-волнистые и выровненно-ребристые глубоко- и среднеямчатые и остроугольно-ребристые мелкоямчатые, остроугольные со следами расколов.

5. Отложения древних озер — округленные, бугорчатые, волнистые и остроугольные средне- и мелкоямчатые.
6. Первичные золотые — остроугольные, остросеребристые, пилообразные средне-, мелко и микроямчатые.
7. Золотые многократно переотложенные ветром — хорошо окатанные, тонко полированные с ровными, бугорчатыми, волнистыми гранями, мелко- микроямчатые, остросеребристые, выровненные, расколотые.
8. Ледниковые — остросеребристые и острогребенчатые глубокоямчатые и расколотые мелко- и среднеямчатые.

Наиболее хорошо сортированы, округлены и отполированы зерна многократно перевеянных золотых песков, менее обработаны поверхности зерен песка текучими водами и самая незначительная обработка у склоновых и ледниковых отложений. Приведенные признаки в комплексе с другими данными позволяют определять происхождение древних кайнозойских песков и супесей. По нашему мнению, не все проблематичные пески, выделенные В.П. Чичаговым как древнеозерные или озерно-аллювиальные, являются озерными или речными. Поверхность кварцевых зерен этих песков, особенно у фракций 1–0,5 и 0,5–0,25 мм, наиболее сходна с поверхностью кварцевых зерен перевеянных золотых песков. Вероятно, часть их является золотыми и золово-аллювиальными отложениями.

Происхождение современных песчаных и супесчаных отложений

В Прибайкалье и Забайкалье развиты различные типы современных рыхлых отложений. Однако элювий и пролювий здесь, как и в других горных районах, занимает преобладающую часть территории.

Элювиальные отложения. Они возникли в результате выветривания горных пород, не перемещены и залегают на месте своего возникновения. Элювий представляет несортированную смесь обломков горных пород и продуктов их выветривания разной формы и различного размера. Для элювия характерно отсутствие слоистости и окатанности зерен. Наблюдаемая слоистость свойственна коренным породам, из которых элювий образовался. Наличие округленных и окатанных зерен в элювии объясняется их первичным нахождением в коренной породе или возникновением в результате выветривания.

Делювиальные отложения. Под делювием подразумевается генетический тип отложений, происхождение которого связано со смывом и переотложением на склонах продуктов выветривания горных пород под воздействием дождевых и талых вод. А.П. Павлов (1951а) к делювию относил разнообразные по петрографическому составу образования, покрывающие более или менее мощным покровом склоны возвышенностей и представляющие собой продукты выветривания лежащих выше коренных пород, перемещенных с вершин возвышенностей на их склоны дождевыми и талыми снеговыми водами. П.И. Фадеев (1951) под делювием и, в частности, под делювиальными песками, по-

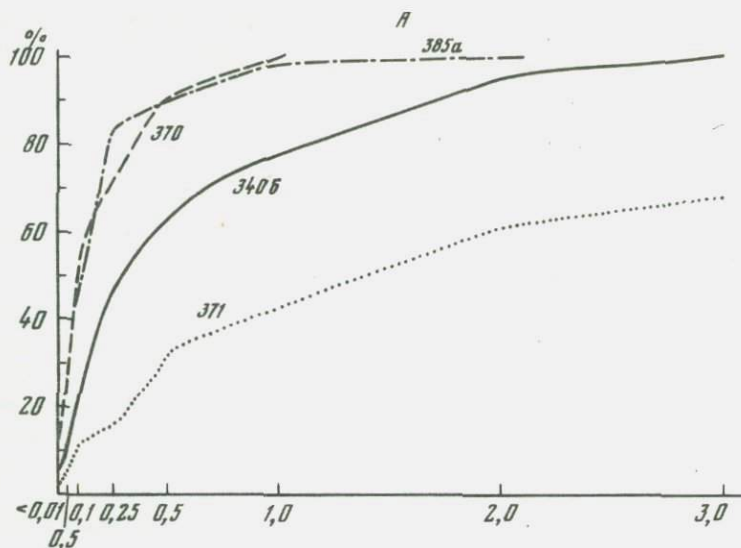
нимает песчаные образования, смещенные струйчатым движением дождевых и талых вод и отложенные на склонах природных косогоров.

Делювиальные отложения обычно не слоисты и не сортированы или обладают только местной неправильной слоистостью и неполной сортировкой. Они содержат остроугольные обломки, которые в результате выветривания приобретают округленную форму. Иногда округленные или окатанные зерна в делювии принадлежат коренным породам. Мощность делювия изменяется от нескольких сантиметров до первых десятков метров.

Такие же признаки, как и для делювиальных отложений, характерны и для коллювиальных отложений — обвальных, осыпных, а также для солифлюкционных и оползневых. Солифлюкционные отложения в Прибайкалье и Забайкалье распространены очень широко и отличаются значительной глинистостью и содержанием разномерных в различной степени округленных или остросереберных обломков горных пород вплоть до крупных глыб. Эти отложения не сортированы и обычно имеют одинаковый петрографический состав с коренными породами, лежащими выше по склону. Солифлюкционные отложения, как и коллювиальные и оползневые, распространены преимущественно в районах, где нет песчаных отложений. Поэтому мы не будем рассматривать их подробно, тем более, что они детально рассмотрены Г.Ф. Грависом (1969) и Ю.Г. Симоновым (1967).

В условиях Прибайкалья, Забайкалья и других горных районов на разных горных породах возникают различные по гранулометрическому составу элювий и делювий. При выветривании гранитов и гранито-гнейсов, составляющих преобладающую часть плотных коренных горных пород района, образуются глыбовые россыпи, песок и дресва, при этом многие гранитные массивы сразу распадаются в дресву и песок. Это явление отмечали многие исследователи (Обручев, 1905; Теннер, 1936; Базаров, Иванов, 1957; Олюнин, 1961а; и др.). Рассыпание гранитных скал в дресву и песок сопровождается возникновением на склонах гор делювиальных плащей, часто окутывающих горы от вершин до подножия и внизу постепенно переходящих в делювиально-пролювиальные отложения.

С переносом песчаных и супесчаных отложений не справляются маловодные реки и ручьи, медленно текущие по дну широких долин и межгорных понижений. Поэтому в некоторых районах (западное Забайкалье, Монголия и др.) горы как бы тонут в песчаных отложениях. Таковы горы к югу от долины Уды и восточнее оз. Котокель, Гусихинская депрессия, соединяющая Баргузинскую и Усть-Баргузинскую котловины, и многие другие. Для этих гор также характерны древние коры выветривания, захороненные на дне неогеновых и мезокайнозойских впадин или выходящие на дневную поверхность на склонах депрессий. Во многих местах встречаются гранитные горы и холмы, сильно выветрившиеся с поверхности на глубину от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. От коры выветривания остались корни, в нижней части представляющие собой рыхляковую материнскую горную породу с характерным охристым цветом, сохра-



Р и с. 18. Гранулометрический состав отложений юго-западного Забайкалья

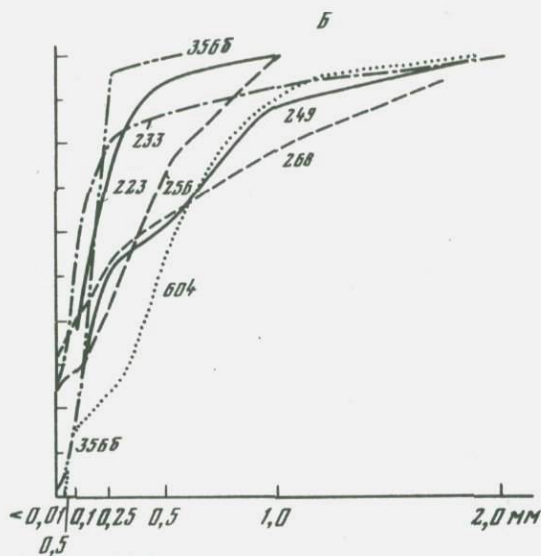
А — элювиальные и делювиальные: 340б — элювий гранита с высоты 550 м западнее с. Никольское; 370 — делювий гранитного холма 620 м "стрелки" Итанца — Ангыр; 371 — элювий гранитного холма 520 м у д. Гурулева (долина Итанцы); 385а — элювий слюдистого гнейса с вершины 740 м между озерами Байкал и Котокель. Б — Делювиально-пролювиальные: 249 — Заиграевское опытное поле; 256 — Черемуховая падь; 268 — перевал Кижинга — Илька; 604 — водораздел между притоками ручья Никольского. Золово-пролювиальные: 223 — водораздел Окино-Ключи — Бичура; 233 — перевал Селенга — Куйтунка; 356б — нижняя часть склона горы Каменная Сопка

нившую свою структуру. Эта порода внешне похожа на подстилающий гранит, ее секут кварцевые жилы, но она легко поддается лопате. Часто выветрившаяся порода образует поверхность склонов сглаженных гор и ее ошибочно можно принять за делювий. Такие горы встречаются на восточном борту Баргузинской котловины около с. Суво, вдоль Гусихинской впадины, в бассейне Уды и во многих других местах.

При выветривании гнейсов, сланцев, мраморов и известняков образуется в основном щебнисто-мелкоглыбовый материал.

Данные гранулометрического анализа элювия и делювия гранитов и гнейсов изображены на прилагаемом графике, на котором видно, что элювий гранитов сильно дресвянист, а делювий богаче элювия песком и пылью (рис. 18).

Пролювиальные отложения. Как особый генетический тип отложений пролювий выделен А.П. Павловым (1951б), который определяет его как геологические отложения, накапливающиеся на равнинах за счет минерального материала, выносимого временно изливающимися из горных долин и растекающимися по равнине потоками. Пролувием сложены конусы выноса и наземные (сухие, субазральные, континентальные) дельты. Наземные дельты отличаются от обычных



речных дельт тем, что они образуются на подгорных равнинах, а речные дельты возникают в озере или море. Они сильно отличаются друг от друга и по характеру слоистости. У наземных дельт она параллельная, близкая к горизонтальной. Отдельные слои представляют собой длинные узкие линзы, прослеживающиеся на довольно большом расстоянии. Они падают согласно наклону поверхности дельты и местами осложнены волнистой, косой и другой микрослоистостью. От-

ложения озерных и морских дельт отличаются характерной поперечной слоистостью, когда крутопадающие слои быстро выклиниваются в верхнем и нижнем концах, где они залегают полого.

Сходную с наземными дельтами слоистость имеют и конусы выноса, которые резко отличаются от этих дельт по другим признакам. Это видно на составленной Н.И. Николаевым (1946) таблице (табл. 2).

Наземные дельты Прибайкалья и Забайкалья отложены обычно не исякающими потоками, а постоянными, фуркирующими, особенно во время ливней, когда в котловины и в речные долины выходят потоки воды, разливающиеся по их поверхности. Базисом аккумуляции обычно служит транзитная река, притоками которой являются селеносные реки и ручьи. Наземные дельты образуют не только крупные притоки, но и транзитные реки при входе в котловину или выше местных преград. Так, например, Верхняя Ангара в Верхнеангарской котловине отложила обширную современную наземную дельту, к которой спускаются заполняющие большую часть котловины более древние наземные дельты (см. рис. 16). Эти дельты сложены отложениями Верхней Ангары и ее крупных притоков. Вторая дельта Верхней Ангары возникла в Северобайкальской котловине на берегу Байкала.

У Баргузина имеются дельты в устье на берегу Байкала, в Южной Баргузинской котловине, где его современная дельта сливается с дельтами рек Ина, Улан-Бурга и других притоков, а также севернее Нижнего Куйтуна. Северная часть Баргузинского межгорного понижения занята слившимися дельтами Баргузина и его притоков. Небольшая наземная дельта Иркуты, слившись с дельтой его притока Ихэ-Ухгунь, частично заполняет Туранскую котловину, а в Торской котловине наиболее крупной является современная дельта Зун-Мурина, его небольшая плейстоцен-голоценовая террасированная дельта занимает нижний, восточный конец этой котловины. Уда образует небольшую древнюю

Т а б л и ц а 2

Признаки сухих дельт и конусов выноса (Н.И. Николаев, 1946)

Признаки	Сухие дельты	Конусы выноса
Морфологические	Большие размеры. Изгиб поверхности конуса незначительный. Радиус кривизны большой. Угол, образующий конус, малый	Небольшие размеры. Изгиб поверхности значительный (зависит от размываемости пород и орографической зоны: горная или равнинная область). Радиус кривизны малый. Угол, образующий конус, значительный
Генетические	Связаны с постоянно теряющимся потоком. Образуются при впадении в низменности (предгорья, межгорные впадины и пр.). Связаны главным образом с аридным и семиаридным климатом и с горными областями	Чаще связаны с временным потоком. Широко развиты. Связаны с устьевыми частями различных по размерам эрозионных ложбин. Встречаются и в иных климатических условиях
Литологические	Сортировка в основном хорошая, в верхней части конуса — плохая. Материал достаточно окатанный. Дифференциация по размерам обломков и частиц на больших расстояниях совершенная	Несортированный или плохо сортированный материал. В большинстве случаев не окатан или слабо окатан, зависит от характера размываемых пород. Дифференциация по размерам обломков и частиц на коротких расстояниях несовершенная

террасированную дельту при впадении в Селенгу и древнюю дельту в районе Еравнинских озер. Обширные наземные дельты Кижинги и Кудуна заполняют одноименные межгорные понижения. Имеются наземные дельты и в других впадинах. Наиболее крупная транзитная река Забайкалья — Селенга не имеет значительных образований, подобных наземным дельтам, но она отложила разновозрастные дельты на берегу Байкала и местами образовала веретенообразные в плане расширения поймы и низких террас, по существу очень близкие по происхождению к наземным дельтам.

Наземные дельты формируются в относительно погружающихся котловинах или выше поперечных плотин разного генезиса. В противоположном случае их образование сменяется врезанием рек. Так как в Прибайкалье и Забайкалье такое погружение происходило, то наземные дельты здесь образовались вне зависимости от климатических условий не только в сухих котловинах, но и в котловинах с более влажным климатом, т.е. они являются азональными образованиями. Это противоречит представлениям К.В. Курдюкова (1957) и других исследователей, отрицающих возможность возникновения наземных дельт в гумидных областях. Однако описываемые нами сухие дельты реально существуют в горах. Как и И.В. Мелекесцев (Брайцева и др., 1968), мы считаем, что термины "наземные", "континентальные", "сухие" дельты являются скорее понятием морфографическим, чем генетическим.

Отложения наземных дельт и конусов выноса. Наземные дельты сложены отложениями аллювиально-пролювиальными, пролювиальными и флювиогляциальными, а конусы выноса — пролювиальными, делювиально-пролювиальными (и флювиогляциальными). Н.И. Николаев (1946), Е.В. Шанцер (1950, 1965а,б, 1966), В.И. Елисеев (1965) и другие исследователи рассматривают отложения наземных дельт и конусов выноса как единый генетический тип континентальных отложений — пролювий, а К.В. Курдюков — наземно-дельтовый.

Мы среди пролювия выделяем делювиально-пролювиальные, аллювиально-пролювиальные и эолово-пролювиальные отложения, так как пролювиальные отложения образуются из переотложенных водой рек и ручьев и временных потоков отложений различного происхождения (Олюнин, 1961а, 1963а).

Делювий, смыаемый со склонов снеговыми, дождевыми и особенно ливневыми водами, отлагается на пологом подножии склонов и на дне долин. При этом образуются так называемые делювиально-пролювиальные отложения, которые отличаются от делювия большей сортированностью и часто слоистостью. Слоистость обычно выражена слабо и параллельна поверхности склона, т.е. наклонена под некоторым углом к горизонту. В том случае, когда гранит сразу рассыпается в песок и дресву, песчаный делювий и связанные с ним делювиально-пролювиальные отложения в своей верхней по склону части бывают отмытыми от самых мелких частиц и имеют слоистость. При этом в нижней части склона песок и дресва образуют четкие слои, наклоненные согласно падению склона и своим видом свидетельствующие о значительной транспортирующей силе временных потоков.

Такие песчаные хорошо сортированные делювиально-пролювиальные отложения очень легко принять за речные. Таковы, например, отложения песчаного карьера у моста через р. Брянка (левый приток Уды), на правом склоне ее долины против пос. Заиграево, описанные Д.Б. Базаровым (1968б) и осмотренные нами в 1969 г. Они слагают здесь прорезанную оврагами террасовидную ступень, высотой около 40 м над Брянкой. В нижней части (2—3 м) обнажения залегают средне- и крупнозернистые гравелистые пески с карманами из грубо- и крупнозернистого песка, обладающие волнистой и параллельной слоистостью. В средней части обнажения видны параллельно-слоистые мелкозернистые пески, чередующиеся с тремя слоями крупнозернистого песка с дресвой и с единичной щебенкой, заполняющим также трещины в подстилающих мелкозернистых песках. В верхней части обнажения песок становится мельче и более пылеватым, слоистость кверху утончается и ее волнистость не видна. Здесь преобладает тонко- и мелкозернистый пылеватый песок и отсутствуют карманы и линзы более грубозернистого песка. Эти отложения залегают против устья одного из притоков Брянки, несомненно вынесены из гор его водами и слагают наземную дельту — конус выноса.

В Прибайкалье и Забайкалье также широко распространены эолово-пролювиальные отложения — разновидность делювиально-пролювиальных, которые, кроме делювия, содержат некоторое количество прине-

Таблица 3

Гранулометрический состав делювиально-пролювиальных и золово-пролювиальных

Образец	Характер слоистости и место отбора	Размер частиц, мм;	
		2,0—1,0	1,0—0,5
Делювиально-пролювиальные			
249	Неслоистые, левый берег Уды, Заиг-равское опытное поле	11,10	26,54
256	Слоистость выражена слабо, левый берег Уды, Черемуховая Падь (глубина 90 см)	0,82	23,73
268	Неслоистые, перевал Кижинга — Илька	21,29**	14,66
604	Тонкослоистые, водораздел между притоками ручья Никольское, склон оврага Мухор-Шибирского района	9,00	35,90
Золово-пролювиальные			
223	Слоистость выражена слабо, водораздел между селами Окино-Ключи и Бичура	—	5,04
233	Слоистость выражена слабо, перевал на междуречье Селенга — Куйтунка	7,13	5,99
356б	Слоистость выражена слабо, Байкало-Кударинский район, нижняя часть склона Каменной Сопки	—	—

* Гранулометрический состав определялся механическими анализами (ситовым и отмучиванием) по методу А.Н. Сабанина. ** В том числе фракция > 1,0.

*** — фракция < 0,1.

сенного ветром материала, песка и пыли, смытого и переотложенного временными потоками. Иногда эти отложения состоят целиком или почти полностью из навешного ветром и переотложенного водой материала.

Результаты гранулометрических анализов образцов делювиально-пролювиальных и золово-пролювиальных отложений приведены в табл. 3 и на графике (см. рис. 18,Б). Как видно из таблицы, образцы делювиально-пролювиальных отложений несортированы и у большей части из них имеются два максимума: во фракциях 1—0,5 и 0,25—0,10 мм. Они неслоисты или имеют слабо выраженную слоистость. Часть песчаных и более крупных зерен делювиально-пролювиальных отложений окатана или округлена, но не шлифована, особенно у более крупно-зернистых разностей, не содержащих глинистые частицы (образец 604).

Золово-пролювиальные отложения имеют слоистость, обычно слабо выраженную. Они отличаются от делювиально-пролювиальных отложений лучшей сортированностью, причем максимум приходится на фракции 0,25—0,1 и 0,1—0,05 мм. Основное различие между делювиально- и золово-пролювиальными отложениями заключается в том, что золово-

отложений*

отложений*					
содержание фракций, %					
	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,04	0,05—0,01	< 0,01
Делювиально-пролювиальные					
	10,52	31,18	20,66***	Нет данных	
	15,62	31,53	1,15	2,84	24,31
	10,61	12,58	5,15	4,61	31,10
	31,90	9,10	12,00	0,10	2,00
Золово-пролювиальные					
	18,82	38,28	37,86***	Нет данных	
	5,80	21,02	24,14	11,12	24,80
	4,40	78,00	13,90	1,50	2,20

пролювиальные отложения включают окатанные зерна песка, в основном принесенные ветром. Так, например, в образце 223 преобладают неокатанные зерна, но среди песчинок имеются и хорошо окатанные. В образце 233 окатаны единичные крупные зерна, а мелкие остроугольны. В образце 356б хорошо и средне окатаны почти все зерна. Остроугольными являются лишь частицы пыли, представляющие собой обломки более крупных зерен, главным образом кварца. По-видимому, этот образец представляет золовый песок, переотложенный дождевыми струями и потоками.

В целом пролювиальные отложения, т.е. отложения наземных дельт и конусов выноса, имеют очень разнообразный гранулометрический состав и в разной степени окатаны. Они представлены супесчаными, песчаными, валунными, щебнистыми и глыбовыми отложениями, а не только дресвянисто-щебнистыми разностями. Особенно разнообразен состав аллювиально-пролювиальных отложений, которые похожи на аллювиальные и флювиогляциальные.

Аллювиальные отложения. К аллювиальным или речным отложениям относят наносы рек различной водности и с разным ре-

Таблица 4

Гранулометрический состав речных отложений

Образец	Генезис и место отбора	Размер частиц, мм		
		> 2,0	2,0—1,0	
54	Аллювиальные второй террасы Селенги (высота 9 м), тонкослоистый суглинок, между селами Кабанск и Брянск	—	—	
86	Аллювиальные второй террасы Селенги (высота 9 м), тонкослоистый суглинок, северная окраина д. Каргино (глубина 100—110 см)	—	—	
251	Аллювиальные первой террасы Уды, русловая фация, около с. Онохой	8,94*	13,20**	
236 ¹	Русловой аллювий Ины, Баргузинская котловина	—	2,70	
313 ¹	Русловой аллювий первой террасы Баргузина, правый берег, в 18 км север-северо-восточнее с. Ягдаг (высота 1,5 м)	—	3,60	
323 ¹	Русловой аллювий Аллы, Баргузинский хребет, устьевая часть ущелья	0,20	—	
4206	Аллювиально-пролювиальные Ины, слоистые, Баргузинская котловина, в 3 км северо-восточнее с. Баингол (глубина 160—165 см)	29,25	25,35	
456	Аллювиальные 60-метровой левобережной террасы Гарги, слоистые, Баргузинская котловина, Верхний Куйтун	—	17,00	

* В том числе фракция > 3,0, ** — фракция 3,0—1,0.

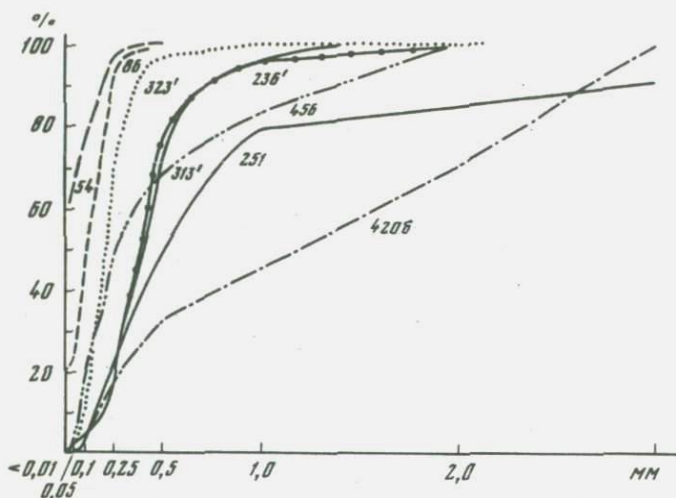
жимом. Среди речных отложений выделяются: фация руслового аллювия — песчано-галечниковая, фация пойменного аллювия — тонко-песчанистая, супесчаная или суглинистая, а также старичные отложения. Последние могут состоять из осадков, принесенных рекой во время паводков, из озерных и болотных. Старичные отложения в речных частях залегают в виде линз.

В равнинных условиях в межгорных понижениях русловой фации свойственна, кроме относительной крупнозернистости, сравнительно хорошая сортированность. В горных долинах русловой аллювий обычно плохо сортирован, содержит крупные обломки горных пород и состоит из окатанного и неокатанного материала. Такие отложения имеются у крупных рек, например, у Иркуты, Темника и Уды. Особенно хорошо окатан валунно-галечниковый материал речных отложений горных долин, подвергавшихся оледенению, например, Иркуты в верховьях, Ины, а также р. Аллы и других рек западного склона Баргузинской котловины. Хорошо сортированный песчано-гравелистый материал от-

	содержание фракций, %					
	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	< 0,01
—	—	3,00	11,00	20,60	6,00	59,40
—	—	8,80	45,40	22,20	2,40	21,20
—	29,02	27,48	19,58	1,78	—	—
—	21,50	60,70	10,80	1,60	1,00	1,70
—	23,50	54,40	15,00	1,00	0,50	2,00
—	1,40	32,20	56,40	8,20	0,40	1,20
—	12,65	15,75	13,25	2,10	0,45	1,20
—	15,00	20,00	30,00	14,80	2,40	0,80

лагается в руслах рек, а во время паводков также в виде прирусловых валов. Эти образования очень сходны с береговыми озерными отложениями. Характеристики речных отложений и террас центрального и восточного Забайкалья имеются у Ю.Г. Симонова (1972).

Гранулометрический состав речных отложений дан в табл. 4 и на рис. 19. Различные горизонты одной и той же террасы, например, второй террасы Селенги в ее дельте у д. Каргино, отличаются друг от друга (табл. 5). Эта терраса сверху покрыта супесью и сложена песчаными слойками из материала, в разной степени сортированного и подобного отложениям русловой фации первой террасы Селенги того же района. Окатанность зерен песка второй террасы (образцы 86—91) очень различная: от хорошей до совершенно неокатанной. Преобладают угловатые зерна со сглаженными углами и ребрами. В другом месте отложения той же второй террасы Селенги (образец 54) более мелкозернистые и зерна песка не окатаны (см. табл. 4). У русловой фации Уды (образец 251) зерна песка имеют сглаженные ребра и уг-



Р и с. 19. Гранулометрический состав речных отложений Прибайкалья и Забайкалья

Вторая терраса Селенги: 54 — между селами Кабанск и Брянск; 86 — у д. Каргино. Русловой аллювий: 236¹ — Ины; 251 — первой террасы Уды; 313¹ — первой террасы Баргузина; 323¹ — Аллы, из устья ущелья; 240_Б — аллювиально-пролювиальные отложения Ины; 456 — 60-метровая терраса Гарги

лы, окатаны хорошо, средне и плохо (рис. 20, см. табл. 4). Наоборот, зерна песка аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений горных рек средней величины, например Ины, отличаются плохой окатанностью и обладают шероховатой поверхностью.

От собственно речных и от аллювиально-пролювиальных отложений несколько отличаются отложения речных дельт. Их строение и состав в значительной степени зависят от материала, приносимого рекой и от ее водности. В отложениях дельт различаются наносы, принесенные и отложенные реками, собственно озерные и озерно-болотные. Русловая фация речных дельтовых отложений отличается от пойменной более грубообломочным составом и хорошо выраженной косой и выклинивающейся слоистостью. Среди пойменных отложений дельт имеются обширные участки, сложенные озерно-болотными отложениями. Такие дельты имеют Селенга и Верхняя Ангара.

Флювиогляциальные отложения. От делювиально-пролювиальных и аллювиальных (русловых) отложений они отличаются

Р и с. 20. Микрофотографии (× 50)

А — русловая фация первой террасы Уды, образец 251; Б — береговой вал Байкала, отложенный при малом волнении, образец 66; В — то же, при более сильном волнении, образец 67; Г — первая терраса Турки, образец 394_Б; Д — береговой вал в 1,5 км южнее устья Турки, образец 391; Е — то же, в 6 км, образец 390

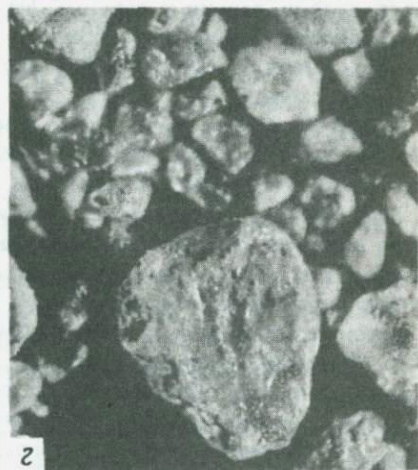
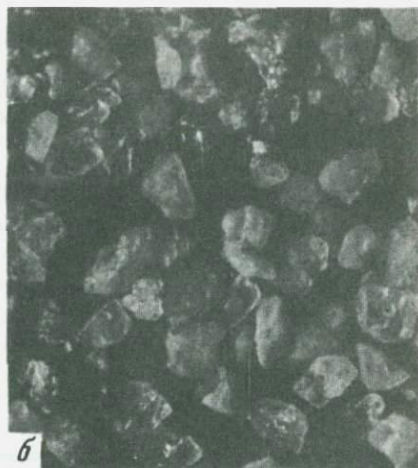
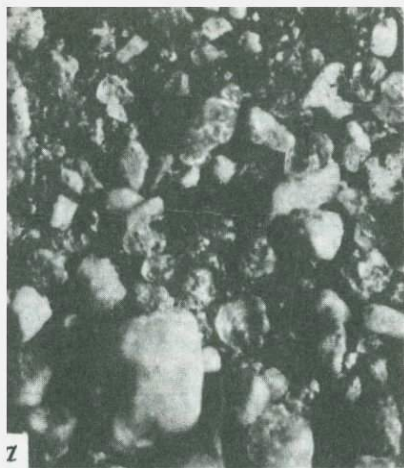


Таблица 5

Гранулометрический состав отложений второй террасы Селенги у д. Каргино

Образец	Глубина отбора, см	Размер частиц, мм; содержание фракций, %					
		1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	< 0,01
86	100—110	—	8,90	45,40	22,20	2,40	21,20
87	150—160	—	2,60	53,00	33,20	8,10	3,10
88	200—210	—	6,70	31,40	32,40	21,50	8,00
89	250—260	—	10,50	54,90	23,30	7,60	3,70
90	300—310	—	5,80	60,90	22,30	3,60	3,70
91	350—360	0,40	8,40	60,00	21,40	3,60	6,20

ся значительно большим содержанием хорошо окатанного материала — песка, гравия, гальки и валунов. На русловой аллювий похожи, например, флювиогляциальные отложения р. Алла в Баргузинском понижении (см. табл. 4, образец 323¹). Часто флювиогляциальные пески сходны с озерными.

Озерные отложения. К ним мы относим осадки, отложенные озером в зоне приобья или на глубине и возникшие из переработанного и перемещенного озерными волнами или течением обломочного материала, принесенного реками или поступившего с окружающих озеро склонов при осыпании, оползании, смыве дождевой и снеговой водой и т.д. Некоторые озерные отложения связаны также с деятельностью организмов или же осели из водных растворов.

Озерные отложения не следует смешивать с наносами рек и с другими осадками, попавшими в озеро, но не переработанными озерными водами. Для этих образований, по нашему мнению, более правильно применять другие термины. Например, отложения подводных речных дельт, образованных реками в озерах, можно называть озерно-аллювиальными. Среди них различают две фации: отложений склона подводной части дельты со сравнительно крутонаклоненной параллельной слоистостью и перекрывающих их почти горизонтальных дельтовых отложений, не отличимых от отложений надводной части дельты и постепенно переходящих в них. По составу озерно-аллювиальные отложения сходны с соответствующими речными. Делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, осевшие в озере без переработки его водами, можно назвать озерно-делювиальными. В настоящей работе мы подробно рассмотрим собственно озерные отложения, преимущественно песчаные, принадлежащие наиболее значительным озерам.

Для современных озерных отложений Прибайкалья и Забайкалья характерно резкое различие фаций по гранулометрическому составу. Прибрежные и береговые озерные отложения, образовавшиеся в полосе приобья, представлены песком, гравием и галечником, в более глубокой и более удаленной от берега полосе на дне озер залегают илистые пески, а дно наиболее глубоководной части озер покрывает ил.

Так, например, в Гусином озере вдоль восточного, южного и южной части западного берегов тянется узкая полоса отмытого песка, за ней — более широкая полоса илистого песка, а дно всей остальной, наиболее глубокой части озера, покрывает черный ил (Кожов, 1950). В Еравнинском районе на дне наиболее глубоких участков Еравнинских озер лежат черные вязкие илы, комковатые, грубо- и тонкоструктурные, а вдоль восточного и южного берегов распространены средне- и крупнозернистые пески. Ширина полосы песка в Сосновом озере достигает 150—200 м. Местами у северного берега этого озера имеются участки серовато-беловатой глины. Прибрежная полоса песка в оз. Большое Еравное имеет 50—250 м в ширину. В оз. Малое Еравное вдоль северного, восточного и южного берегов в прибрежной полосе лежат пески, переходящие ближе к середине озера в заиленные пески с примесью глины и грубого детрита. Дальше от берега располагаются илы, на глубине более 3 м тонкоструктурные. Наиболее глубокая часть дна оз. Щучье покрыта также илом (гиттией) с большей или меньшей примесью песка. В прибрежной полосе грунт песчаный. В сходных с Еравнинскими озерами природных условиях находятся и Арахлейские озера, в которых у берега лежит песок, иногда с галькой, а в более глубоководной части — вязкий ил с большим количеством органического вещества. Так, например, в Шакшинском озере на площади от берега до глубины 2 м преобладают пески, иногда с галькой, глубже 2 м пески обычно заилены и переходят в илы. На защищенных от ветра участках черные илы начинаются уже с глубины 1 м.

В Байкале на отмелях прибрежных участках восточного и южного берегов имеются песчаные и галечниковые грунты, отсутствующие в более глубоких частях озера, где преобладают илы. В оз. Котокель у берегов, особенно северо-восточного, лежит мелкозернистый песок, который наблюдается и на других участках глубиной до 1—1,5 м, подверженных прибою. Дальше от берега залегает иловатый песок, а в самой глубокой части — зеленовато-бурый, очень вязкий ил, покрывающий большую часть площади дна озера (Кожов, 1950). Отложения современных озерных прибрежной и особенно береговой фаций легко доступны для изучения. Мы их рассмотрим на примере отложений Байкала, Еравнинских и Арахлейских озер.

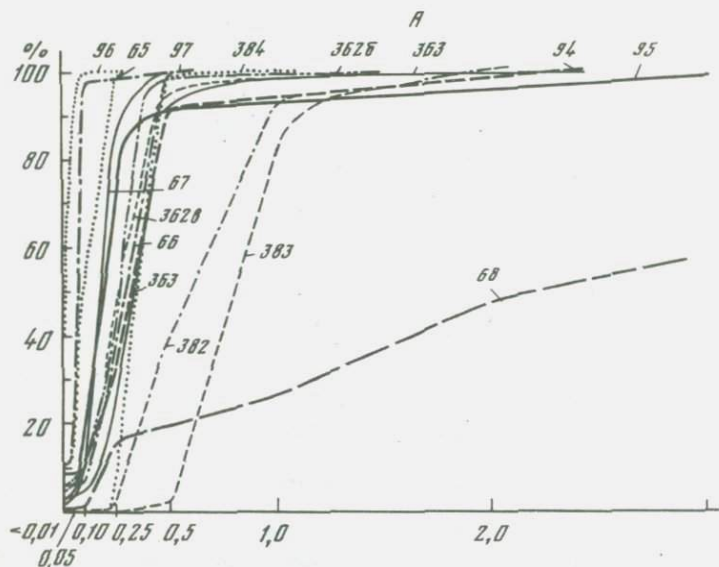
Озерные отложения на восточном берегу Байкала слагают террасы, пляж, прибрежную отмель и береговые валы на них. Береговые озерные отложения в целом характеризуются быстро сменяющейся слоистостью, но в пределах одного и того же берегового вала слоистость выражена слабо и лучше видна в мелкозернистых наносах, чем в гравелистых. Как видно из табл. 6, озерные береговые отложения южного берега Байкала в одном и том же пункте, в зависимости от состава переносимого волнами материала и силы волнения, имеют различный гранулометрический состав. Общим для них является отсутствие или сравнительно небольшое содержание фракций $< 0,01$, а для песков также хорошая сортированность. Зерна окатаны средне и плохо, много угловатых, поверхность зерен негладкая. При отсутствии волнения

Таблица 6

Гранулометрический состав отложений Байкала и Турки

Образец	Генезис и место отбора	Размер частиц, мм;	
		> 2,0	2,0—1,0
Южный берег			
65	Озерные, у уреза озера	—	—
66	Озерные из берегового вала, отложенные при малом волнении	—	—
67	Озерные из берегового вала, отложенные при более сильном волнении	—	—
68	Озерные из берегового вала, в 1 м от уреза озера	51,80	22,10
74	Озерные второй террасы, у с. Посольск (глубина 80—90 см)	—	—
75	Лагунные, у уреза озера, около с. Исток	—	—
Юго-восточный берег			
3626	Озерные первой террасы, в 5 км юго-западнее д. Загза	—	0,20
363	Озерные (мелкозем) галечникового берегового вала, у уреза озера, в 1,5 км западнее д. Энхалук	0,50	0,70
Восточный берег			
382	Озерные из берегового вала (высота 2,5 м), в 0,5 км севернее с. Гремячинск, в 27 м от берега озера (глубина 1 м)	0,40	7,40
383	Озерные из берегового вала (высота 2,5 м), в 0,5 км севернее с. Гремячинск, в 27 м от берега озера (с поверхности)	—	20,00
384	Озерные из берегового вала (высота 1 м), в 0,5 км севернее с. Гремячинск, в 4 м от берега озера	—	0,30
390	Озерные из берегового вала, в 6 км южнее устья Турки	—	—
391	Озерные из берегового вала на краю высокой озерной террасы, в 1,5 км южнее от устья Турки	1,20	7,30
393	Озерные первой террасы, в 1,5 км южнее от устья Турки	1,00	12,05
3946	Аллювиальные первой террасы Турки, в 2—2,5 км выше ее устья	—	3,60
395	Аллювиальные второй террасы Турки (высота 9 м), восточнее д. Охотино	—	0,20
638	Озерные из берегового вала, в 3 км севернее д. Катково	—	0,40

содержание фракций, %						
	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	< 0,01
Южный берег						
—	3,80	49,40	27,90	13,70	5,20	6,00
—	42,00	52,00	—	—	—	9,00
—	19,40	71,00	0,60	—	—	0,75
6,10	3,80	15,20	0,20	0,05	—	15,80
—	5,00	72,20	6,00	1,00	—	8,60
—	4,80	24,10	40,80	21,70	—	—
Юго-восточный берег						
3,60	54,60	31,10	2,80	2,40	—	5,30
5,90	68,20	20,40	0,50	0,05	—	3,75
Восточный берег						
52,60	38,50	1,00	0,02	—	—	0,08
77,90	2,00	Следы	—	—	—	0,10
1,90	86,50	10,50	0,02	—	—	0,78
0,10	70,20	28,80	0,02	—	—	0,88
71,60	19,80	0,04	Следы	—	—	0,06
49,40	37,20	0,30	0,04	—	—	0,01
23,40	50,60	14,60	2,80	1,60	—	3,40
1,20	20,80	33,10	16,30	16,10	—	11,30
9,35	86,95	2,85	0,05	—	—	0,40

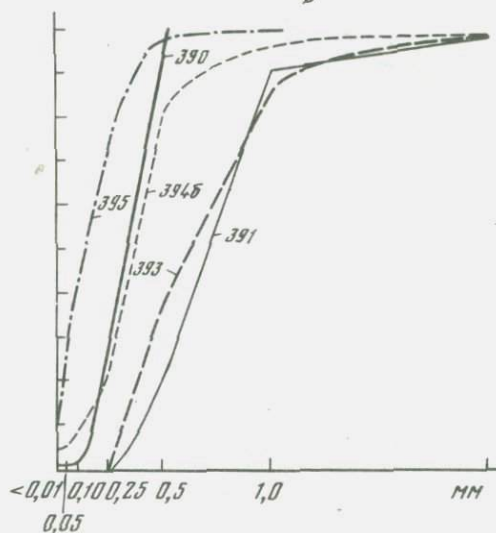


Р и с. 21. Гранулометрический состав отложений

А — Байкал. Южный берег восточнее с. Посольск; 65 — отмель; 66 — береговой вал, отложенный при малом волнении; 67 — то же, при более сильном волнении; 68 — мелкозем из гравелистого берегового вала. Первая озерная терраса юго-западнее устья р. Толбазиха; 94 — песок, глубина 5—7 см; 95 — то же, глубина 8—10 см; 96 — глина, глубина 20—25 см; 97 — суглинок, глубина 100 см. Юго-восточный берег: 362_б — первая озерная терраса в 5 км юго-западнее д. Зага, поверхность; 362_в — то же, глубина 145—150 см; 363 — мелкозем из галечникового берегового вала у уреза воды западнее д. Энхалук. Восточный берег: 382 — береговой вал, высота 2,5 м (27 м от озера), глубина 1 м; 383 — то же, поверхность; 384 — береговой вал, высота 1 м (4 м от озера). Б — речные озерные отложения восточного побережья Байкала. Река Турка: 395 — вторая терраса; 394_б — первая терраса. Озерные отложения: 393 — первая терраса, в 1,5 км южнее устья Турки; 391 — то же, береговой вал; 390 — то же, в 6 км южнее устья Турки

отлагаются наиболее мелкозернистые осадки (образец 65), содержащие сравнительно много темноокрашенных минералов (роговая обманка и другие). При слабом волнении (образцы 66 и 67) на берег выбрасывается более крупнозернистый материал с относительно меньшим содержанием темноцветных минералов, а гравелистый береговой вал (образец 68) в песчаных фракциях, кроме зерен полевых шпатов, кварца и т.д., содержит и сравнительно крупные чешуи слюды (см. рис. 20, Б, В). У прибрежных озерных отложений слоистость выражена хорошо, причем наблюдается чередование слоев сравнительно хорошо сортированного материала, резко различающихся по гранулометрическому составу (рис. 21). В прибрежных отложениях четкие слои и тонкие линзы гравия, гравелистого песка, разнозернистого песка, вплоть до мелкозернистого пылеватого, чередуются с глинистыми прослоями.

Б

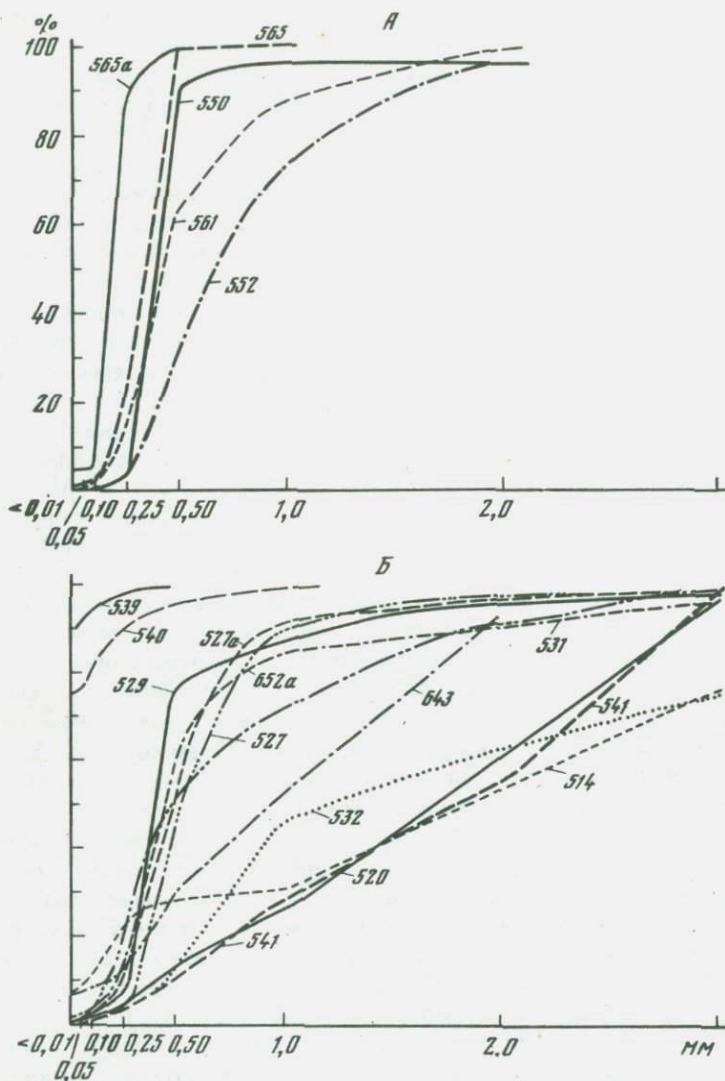


Следует отметить, что более мощные толщи песчаного материала среди прибрежных отложений наблюдались нами на участках, сложенных песчаными отложениями, принесенными реками, и подверженных сильному прибою, например на восточном берегу Байкала, южнее устья Турки. В тихих прибрежных водах, в лиманах, отгороженных от Байкала пересыпями, отлагаются мелкозернистые осадки. Зерна песка и пыли в них, за исключением отдельных зерен, обычно неокатаны и угловатые (например, крупные чешуйки слюды в образце 75).

На юго-восточном побережье Байкала, северо-восточнее дельты Селенги, распространены крупно- и среднезернистые озерные пески, слагающие первую террасу (образец 3626) и береговые валы (образец 363) (см. табл. 6 и рис. 21, А). Они сравнительно хорошо сортированы. У отложений первой террасы зерна песка неокатанные, очень неровные, многие зерна являются осколками более крупных. Зерна кварцевого песка из берегового вала преимущественно угловатые, хотя имеются отдельные хорошо окатанные.

На восточном побережье Байкала распространены как крупнозернистые гравелистые, так и средне- и мелкозернистые пески. Отложения современных береговых валов здесь также отличаются сравнительно хорошей сортированностью и отсутствием или очень малым содержанием частиц $< 0,01$ мм. Береговые валы, образованные во время сильного волнения (образцы 382, 383), сложены более крупным песком, чем возникшие при малой волне (образец 384) (см. табл. 6 и рис. 21, А). Крупнозернистые пески имеют средне- и плохоокатанные зерна с шероховатой поверхностью; много и неокатанных, вероятно, осколков более крупных зерен. Зерна средне- и мелкозернистого песка; более близкого к берегу озера вала, окатаны средне, плохо или неокатаны, угловатые. Имеются осколки зерен и чешуйки слюды. Поверхность зерен неровная.

Наиболее значительные участки озерных отложений образовались из наносов Баргузина, Турки, Кики и других крупных рек. На рис. 21, Б и в табл. 6 сопоставлены данные гранулометрических анализов отложений Байкала и Турки. Отложения Турки (образцы 3946, 395) содержат частицы $< 0,01$ мм, которых нет или почти нет в озерных. В них преобладают неокатанные зерна песка, имеются и плохо и среднеокатанные (см. рис. 20, Г). Озерные пески сравнительно хорошо сор-



Р и с. 22. Гранулометрический состав озерных и других отложений

А — Байкал и Гусиное озеро; 550 — береговой вал восток-юго-восточного берега Гусино озеро; 552 — то же, юго-восточного берега; 561 — пойменный аллювий р. Безымянная. Современные береговые отложения Байкала между реками Снежная и Безымянная; 565 — слой крупнозернистого песка; 565_а — слой мелкозернистого песка. Б — Еравнинские и Арахлейские озера. Береговые валы: 514 — высокий вал северо-восточного берега оз. Гунда; 520 — оз. Большая Исинга; 527 — северо-восточный берег оз. Иван; 527_а — галечниковый оз. Тасей; 531 — оз. Шакшинского (высота 3,5 м); 532 — галечниковый юго-западного берега оз. Иван (20 м от берега); 541 — восточного берега оз. Малое Еравное; 643 — древний, юго-западного берега Соснового озера; 652_а — северного берега оз. Северное Долгое; 529 — озерно-болотные отложения восток-северо-восточного берега оз. Исинга; 540 — то же, низкой террасы оз. Харга (75 м от берега)

тированы и зерна даже у наиболее крупнозернистых образцов (391, 393) окатаны средне и плохо (см. рис. 20, Д). Дальше от устья Турки лежат более мелкозернистые пески, окатанные в разной степени и содержащие темноокрашенные минералы и чешуйки слюды (см. рис. 20, Е). Увеличение сортированности песков наблюдается и на других участках берега Байкала, например на юге (рис. 22). Зерна песка не окатаны или окатаны плохо, например у образцов 561, 565 и 565а (см. рис. 22, А).

Таким образом, песчаные береговые и прибрежные отложения Байкала представлены разномерными песками, часто с гравием. Они, как правило, сравнительно хорошо сортированы, в них нет или очень мало содержится наиболее мелкозернистых фракций. Зерна окатаны сравнительно плохо, причем среди плохо- и среднеокатанных угловатых зерен имеются неокатанные — осколки более крупных зерен. От речных береговых и прибрежных озерных отложений отличаются лучшей сортированностью, отсутствием фракций $< 0,01$ мм, у прибрежных отложений очень четко выраженной слоистостью, обязанной ритмичному чередованию слоев с резко различным гранулометрическим составом.

Береговые озерные пески Еравнинских озер распространены на южных, восточных и отчасти северных берегах озер. Местами имеются участки озерных прибрежных и озерно-болотных отложений (табл. 7, см. рис. 22, Б). Среди отложений береговых валов преобладают средние и крупнозернистые пески, часто с гравием и мелкой галькой (рис. 23). В них нет или мало зерен $< 0,01$ мм. Зерна песка окатаны плохо, средние или неокатаны (см. рис. 23, А). Галька и гравий обычно окатаны плохо. Озерно-болотные отложения глинисты, не сортированы, содержат песок и местами гравий. Зерна песка преимущественно неокатаны.

В районе Еравнинских озер обнаружены также древние береговые валы на высоте до 16 м над поверхностью воды в озерах (см. табл. 7 и рис. 23, Б). Они сложены неокатанным или плохо окатанным разномерным гравелистым песком с пылеватыми частицами — осколками более крупных зерен (образец 643). По составу эти отложения резко отличаются от несортированных глинистых, часто дресвянистых и щебенчатых, мерзлотно-солифлюкционных, делювиальных и пролювиальных отложений, широко распространенных в районе Еравнинских озер.

На берегах Арахлейских (Беклемишевских) озер, кроме гравелистых крупнозернистых песков береговых валов, широко распространены мелкозернистые пески, содержащие крупнозернистый песок и мелкий гравий (образцы 527, 527а, 531). Такие же пески слагают прибрежную отмель оз. Арахлейского. На его юго-западном берегу образовались галечниковые береговые отложения с крупнозернистым гравелистым песком (образец 532). Во всех этих отложениях гравий и крупный песок окатаны средне, плохо и не окатаны. Среди мелкозернистого песка преобладают плохо окатанные и неокатанные зерна, есть и среднеокатанные (см. табл. 7 и рис. 22, Б).

Изучение современных озерных береговых отложений, особенно песчаных, показало, что все они сравнительно хорошо сортированы, обыч-

Таблица 7

Гранулометрический состав отложений Еравнинских и Арахлейских озер

Образец	Генезис и место отбора	Размер частиц, мм:	
		> 0,2	2,0-1,0
Еравнинские озера			
514	Высокий береговой вал оз. Гунда, северо-восточный берег	46,00	23,00
520	Береговой вал оз. Большая Исинга, коса между озерами Малая и Большая Исинга	37,60	37,00
539	Озерно-болотные оз. Большая Исинга, восток-юго-восточный берег	—	—
540	Озерно-болотные низкой террасы озера Большая Исинга, в 75 м от южного берега оз. Харга	—	1,00
541	Береговой вал оз. Малое Еравное, восточный берег	45,00	27,20
643	Древний береговой вал оз. Сосновое (высота 16 м над озером), юго-западный берег (глубина 60-70 см).	8,00	39,00
652a	Береговой вал оз. Северное-Долгое, северный берег	7,50	21,20
Арахлейские озера			
527	Береговой вал оз. Иван, северо-восточный берег	3,05	7,15
527a	Галечниковый береговой вал оз. Тассей	13,60	16,45
529	Подводная прибрежная отмель оз. Арахлейского	4,60	6,90
531	Береговой вал оз. Шакшинского высотой 3,5 м	8,90	7,10
532	Галечниковый береговой вал оз. Арахлейского, в 20 м от берега (глубина 60 см)	36,85	15,60

но крупнозернистые, содержат гравий и в них нет или мало частиц < 0,1 и особенно < 0,01 мм. Зерна этих песков шероховатые и угловатые, окатаны в различной степени, обычно плохо и не окатаны, но имеются также и среднеокатанные. Эти пески преимущественно полевошпатовые и кварцевые, часто содержат темноокрашенные минералы, в том числе роговую обманку, а также слюду. Последняя обычна для отложений Байкала и практически отсутствует в осадках Еравнинских и Арахлейских озер. Прибрежные озерные отложения обычно сходны с береговыми, но они часто более мелкозернистые и лучше сортированные.

Эти данные относятся к озерам, на которых наблюдаются интенсивное волнение и связанные с ним переработка и перенос отложений.

содержание фракций, %					
1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	< 0,01
Еравнинские озера					
2,60	6,00	12,00	2,00	1,80	6,60
12,00	10,00	1,40	0,40	—	1,60
—	1,60	4,00	3,60	1,0	89,80
2,60	6,20	10,00	4,00	1,00	75,20
10,00	12,20	4,40	—	—	1,20
21,85	18,85	4,25	1,55	1,35	5,15
18,75	34,65	14,55	1,10	0,30	1,95
Арахлейские озера					
42,05	45,85	1,80	1,10	—	—
20,05	31,30	16,30	1,45	0,50	0,35
20,70	61,00	6,20	0,08	—	0,52
22,40	48,00	11,10	0,80	0,25	2,45
23,35	19,45	3,10	0,25	0,10	1,30

В малых мелководных озерах, часто засоленных, такие процессы не наблюдаются — в них отлагаются мелкозернистые озерные осадки или они заносятся наносами впадающих в озеро ручьев и временных потоков. Такие озерные отложения маломощны и занимают относительно небольшие площади.

Золовые песчаные отложения. Они состоят из перенесенного и переотложенного ветром элювия, делювия, пролювия, аллювия и озерных отложений или включают материал, образовавшийся при выветривании плотных горных пород. Широко распространенные в Прибайкалье и Забайкалье золовые отложения представлены песками и лессовидными отложениями — песчанистыми "зabayкальскими" лессами с большим содержанием пылеватых частиц. Золовые пески

особенно широко распространены в южной части описываемой территории, где они залегают почти во всех крупных межгорных понижениях и долинах, а также местами покрывают склоны и вершины гор. Для золотых песков характерна тонкая слоистость, параллельная поверхности золотой формы рельефа. Во многих случаях слоистость хорошо выражена, но иногда едва заметна или неразличима. Слоистость косая, волнистая, линзовидная и т.д. Золотые пески слагают современные и древние дюны и барханы, бугристые и кучевые пески. Подробная характеристика золотых образований и песков западного Забайкалья и Прибайкалья дана А.Д. Ивановым (1966), поэтому мы коснемся только особенностей их гранулометрического состава и формы зерен, важных, как и слоистость, для установления генезиса древних песчаных и супесчаных отложений.

Как показали результаты механических анализов, приведенные А.Д. Ивановым (1966) и нами, золотые пески обычно хорошо сортированы. Наиболее широко распространены мелкозернистые золотые пески (образцы 58, 117, 264), сортированность и форма зерен которых хорошо видна на микрофотографиях (табл. 8, рис. 24, см. рис. 23, В, Г). Некоторые золотые формы сложены среднезернистым песком или содержат слойки из него среди мелкозернистого песка. Часто встречаются отложения, слойки и микроформы из крупнозернистого песка и даже из мелкого гравия (см. табл. 8 и рис. 23, Е, образцы 396, 552¹). Насколько в условиях Прибайкалья и Забайкалья могут отличаться по гранулометрическому составу прослойки одной и той же золотой аккумулятивной песчаной формы, можно судить по отложениям одной из дюн Нижнего Куйтуна (см. табл. 8, рис. 23, Д, Е и 24, образцы 552¹, 552а¹).

Для переработанных ветром песков, кроме их хорошей сортированности и преобладания в них окатанных зерен, характерно наличие во фракциях > 0,1 мм зерен хорошо и среднеокатанных. Во фракции 0,1—0,05 мм степень окатанности зерен обычно почти такая же, как и у более крупных, но здесь больше неокатанных и плохо окатанных зерен. Хорошо и средне окатанные зерна золотых песков имеют сглаженную поверхность, при этом сглажены и особенно отполированы в основном зерна полевого шпата, а кварцевые обычно с шероховатой поверхностью, часто со свежими раковистыми изломами. Золотые пески, скопившиеся вблизи от развееваемого участка незолотых отложений, обычно состоят из плохо окатанных зерен с примесью средне и хорошо окатанных и неокатанных. Некоторые золотые пески неокатаны. Это наблюдается лишь в том случае, когда песок не подвергался

Р и с. 23. Микрофотографии озерных и золотых отложений

А — современный береговой вал восточного берега оз. Малое Еравное, образец 541 (х 20); Б — древний береговой вал юго-западного берега Соснового озера, образец 643 (х 50). Золотые отложения (х 50): В — вершина активной дюны между деревнями Шигаево и Дворец I, образец 58; Г — заросшая дюна в пади Большой Инжир, образец 264; Д — вершина современной дюны на правом берегу р. Хара-Бурга, образец 552¹; Е — там же, крупнозернистый песок из слойки, образец 552¹_а

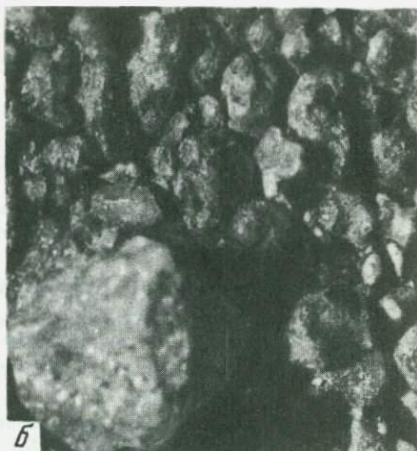


Таблица 8

Гранулометрический состав золотых песков

Образец	Форма рельефа и место отбора	Размер частиц, мм:	
		> 0,2	2,0-1,0
58	Вершина активной дюны, дельта Селенги, между деревнями Шигаево и Дворец I	—	—
117	Активная дюна, правый берег Селенги	—	—
190	Вершина активного бархана, правый берег Селенги, район д. Номохоново	—	—
264	Заросшая дюна, левый берег Уды, падь Большой Инжир	—	—
396 ¹	Гребень песчаной ряби наветренного склона активной дюны, Баргузинская котловина, урочище Синутхэ	13,55	81,50
400	Дюна, берег Байкала, бухта Безымянная	—	—
552 ¹	Вершина современной дюны, Баргузинская котловина, Нижний Куйтун, восточный берег р. Хара-Бурга	—	1,70
552 ¹ _а	Вершина современной дюны, слоек крупнозернистого песка, Баргузинская котловина, Нижний Куйтун, восточный берег р. Хара-Бурга	3,40	82,90

* В том числе фракция < 0,1.

существенной золотой переработке и только перенесен ветром на небольшое расстояние. Исследованные образцы золотых песков Прибайкалья и Забайкалья во фракции > 0,1 мм состоят преимущественно из полевых шпатов и кварца. В тех случаях, когда они включают темноцветные минералы, в том числе и роговую обманку, последние обычно бывают сосредоточены во фракции 0,1-0,05 мм. Слюды мало.

В качестве примера изменений гранулометрического и минералогического состава песка в результате золотой переработки можно привести образцы отложений берегового вала Байкала и дюны, образовавшейся там же из аналогичных озерных отложений (рис. 25). Отложения дюны лучше сортированы и более крупнозернистые, чем озерные. Кроме того, песок дюны имеет другой цвет — в данном случае он светло-коричневый, с вкраплениями зерен темноокрашенных минералов, а у озерного — светло-серый, с зернами розоватыми и темноокрашенными. Зерна озерного песка в основном окатаны плохо или неокатаны (см. рис. 25А). Зерна песка дюны средние и плохо окатаны, преимущественно угловатые, отдельные зерна хорошо окатаны (см. рис. 25Б). Озерный песок состоит главным образом из кварца, розового полевого шпата и содержит темноцветные минералы. Дюнный пе-

	содержание фракций, %					
	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	< 0,01
58	Следы	38,75	56,90	3,00	0,15	1,20
117	0,02	11,60	88,12	0,26*	Нет данных	
190	0,60	35,00	50,50	12,85	0,60	0,45
264	2,72	23,72	68,68	4,88	Нет данных	
396 ¹	4,50	0,45	—	—	—	—
400	10,90	71,60	16,90	0,10	—	0,50
552 ¹	3,80	12,70	47,30	33,80	0,50	0,20
552 ¹ _а	10,20	1,50	2,00	—	—	—

сок включает те же минералы, но темноокрашенных зерен значительно больше.

Таким образом, исследованные современные золотые пески, по сравнению со сходными с ними отложениями другого генезиса, имеют лучшую сортированность. Они состоят из окатанных в различной степени зерен, часто с отшлифованной поверхностью, причем зерна обычно окатаны во всех фракциях > 0,05 мм, а неокатанных зерен нет или их мало. Степень окатанности зерен золотых песков больше, чем у незолотых отложений, из которых они образовались. Для многих песчаных золотых отложений характерна слоистость, и в некоторых случаях они образуют правильно повторяющиеся слои с резко различающимся гранулометрическим составом, вплоть до гравелистого песка.

Лессовидные отложения. Эти преимущественно четвертичные отложения (забайкальский лесс) широко распространены в Тункинском межгорном понижении и в бассейне Селенги. В Тункинском межгорном понижении, кроме золотых песков, существуют пылеватые наносы, принесенные ветром и частично переотложенные временными потоками. Они, например, имеются под южным склоном Тункинской впадины, западнее с. Хорибяты, в северо-западной части урочища Ба-

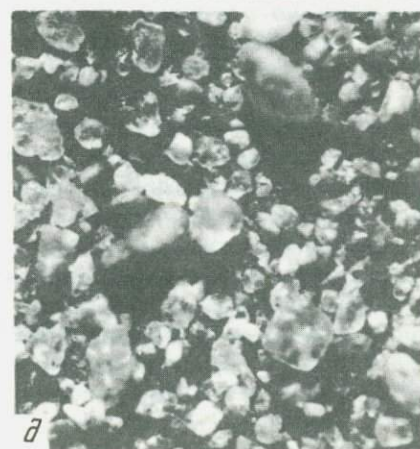
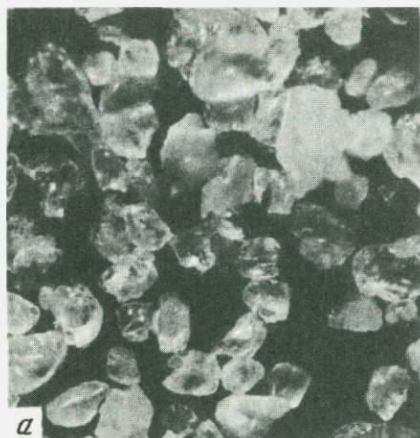


Таблица 9

Гранулометрический состав золотых лессов р. Куйтунка (по Д.Б. Базарову, 1968)

Место отбора образца	Глубина отбора, м	Размер	
		1,0—0,05	
Водораздел Воровка-Куйтунка (абсолютная высота 760 м)	1,0—1,5	—	
Водораздел Калтус-Озерка (абсолютная высота 810 м)	0,5—0,7	Десятки обломков	
Водораздел Озерка-Куйтунка (абсолютная высота 850 м)	0,5—0,6	—	
Склон горы севернее д. Куйтунка (абсолютная высота 790—800 м)	5,5—6,0	—	
Водораздел Студеного Ключа (абсолютная высота 725 м)	0,5—0,6	—	

ных кустов и деревьев. Между холмиками расположены резко углубленные котловинки. Эти образования, по мнению В.В. Ламакина, возникли из материала, принесенного ветром из более восточных частей Тункинской впадины. Мы разделяем эту точку зрения.

В бассейне Селенги лессовидные отложения наиболее широко распространены в нижнем течении рек: на правом берегу Селенги, на левом берегу Уды и на высоких террасовидных увалах Хилка и Чикоя, а также на низких междуречьях (высота 150—200 м и больше над крупными реками). Хорошие обнажения лессовидных отложений встречаются в районе с. Никольское, устья р. Итанца и особенно в Тарбагатайском районе. Эти отложения неслоисты или с обычно трудно различимой тонкой параллельной слоистостью, падающей согласно склону. Они не сортированы или сортированы плохо и насыщены песком, зерна которого часто неокатаны. Лессовидные отложения образуют отвесные обрывы и столбчатые отдельности. Мощность отложений достигает обычно нескольких метров, а местами — одного и более десятков метров. В забайкальских лессах преобладают зерна кварца и полевых шпатов диаметром 0,1—0,5 мм. В более мелких фракциях, 0,01—0,09 мм и мельче, увеличивается количество коллоидальных частиц. Эти отложения подробно описаны В.А. Обручевым (1914).

В.А. Обручев (1914) считал, что наиболее мелкие глинистые частицы лесса в юго-западное Забайкалье были принесены южными ветрами из внутренних районов Центральной Азии, а основная часть образовалась при развевании местных песков. Частично лесс имеет чисто субэтаральное (золотое) происхождение, частично же в образовании лесса принимала участие атмосферная вода, прибывающая частицы золотой пыли к земле и перемещающая их вниз по склонам. На нижних частях склонов к чисто золотому материалу присоединялся материал, непосредственно вымываемый струйками дождевой и снеговой вод из

	частиц, мм; содержание фракций, %				
	0,05—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,005	< 0,005
Единичные обломки	0,6	52,0	43,0	4,4	
0,4	1,0	55,3	37,4	5,9	
0,1	0,9	49,0	42,5	7,5	
—	1,8	43,8	48,3	6,6	
0,4	3,0	45,0	47,1	4,5	

лежащих выше песков или из продуктов разрушения коренных пород. Этой же точки зрения на происхождение лессовидных отложений Забайкалья придерживался и И.Д. Черский.

Такое объяснение происхождения забайкальского лесса в целом правильно. Однако не доказан принос части пыли южными ветрами из Центральной Азии и, наоборот, наблюдается современный местный перенос ее к югу и к юго-востоку, причем лессовидные отложения отсутствуют севернее и западнее массивов золотых песков.

Лессовидные отложения юго-западного Забайкалья в 1959—1961 гг. подробно изучал и картировал Д.Б. Базаров (1968б). Он выделил лессовидные отложения и золотые лессы. Наиболее мощные лессовидные отложения образовались из переотложенного водой золотого лесса, переслаивающегося с делювиальными, золово-аллювиальными и пролювиально-аллювиальными отложениями. Они развиты в нижней части склонов речных долин, на террасах, в логах и оврагах. В долине р. Сухара (Тугнуйское межгорное понижение), около с. Никольское, в типичном разрезе нижнеплейстоценовых овражных лессовидных отложений, три слоя лессовидных супесей разделены погребенной почвой и вложены в толщу более песчанистой супеси, сходной с отложениями кривоярской свиты (Равский и др., 1964).

Более однородные и более мелкозернистые золотые лессы, выделенные Д.Б. Базаровым, образуют почти сплошной покров на водоразделах и склонах хребтов Цаган-Дабан и Барского, а также в бассейне р. Куйтунка, особенно в его восточной части, и в бассейне р. Брянка. Это преимущественно неслоистые макропористые алевриты, серые, местами буроватые, однородного гранулометрического состава, без гравия, дресвы и крупного песка. Они резко отличаются от дресвяно-щебнистого местного элювия и первичных золотых лессов, так как занимают водоразделы, на которые они могли быть намыты, и

очень однородны по гранулометрическому составу. Эти лессы возникли при образовании золотых песков за счет выдуваемой наиболее тонкой фракции, перенесенной дальше, чем пески, на юг и юго-восток в глубь хр. Цаган-Дабан и в бассейне Куйтунки. Пыль проникала сюда с пыльными бурями по долинам нижнего течения рек Куйтунка, Саянтуйка, Воровка и Хара-Хусудун.

Такие же золотые лессы встречаются на Кударинском хребте, в Хилокской впадине и т.д. Они повсюду сопровождаются золотыми песками на соседних участках. По нашим наблюдениям, водораздельные золотые лессы бассейна Селенги являются преимущественно золово-пролювиальными образованиями. Их слагает главным образом золотый материал, смыйтый дождем и накопившийся на пологих участках.

По нашему мнению, золотые лессы Д.Б. Базарова в действительности являются золово-пролювиальными отложениями, а лессовидные отложения, несомненно, представляют делювиальные, делювиально-пролювиальные или золово-пролювиальные отложения. Об этом же свидетельствуют их состав и строение, а также распространение. Очевидно, источником золотой пыли являлись и являются главным образом речные и другие (но не озерные, которых в Забайкалье сравнительно мало) отложения. Следует отметить, что на юге Забайкалья принесенная ветром пыль составляет, по-видимому, часть делювия, делювиально-пролювиальных и других покровных отложений, не являющихся лессовидными.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ГОРАХ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО ТИПА

Как уже отмечалось, проблема происхождения осадочных обломочных отложений Забайкалья, в частности песков и супесей уже давно привлекала внимание ученых. О необходимости изучения этих песков еще писал В.А. Обручев (1922). Точное выяснение их генезиса очень существенно для правильного понимания стратиграфии четвертичных отложений истории развития рельефа. Наиболее изученные массивы песков и супесей спорного генезиса находятся в юго-западном Забайкалье в низовьях Селенги и ее притоков Уды, Хилка и Чикоя.

Мелкообломочные отложения бассейна Уды

В бассейне Уды наиболее распространены мелкообломочные кайнозойские отложения, из которых наиболее интересны пески и супеси. Обширные песчаные массивы, покрытые сосновым лесом, имеются в основном на левом берегу Уды, а также по ее левым притокам, из которых наиболее крупными являются Брянка и Кудун с Кижингой. На правом берегу Уды массивы песка находятся восточнее дельты Курбы и Оны. Часть этих массивов сложена навесными или золово-пролювиальными песками. Делювиальные и делювиально-пролювиальные пески и супеси очень широко распространены, например, на междуречьях Кижинги и Ильки, притока Брянки, и Уды и Ильки. Они ча-

Таблица 10

Химический состав гранита и песка из бассейна Селенги, %

Химический состав	Гранит	Песок	Золовый песок	Песок
	река Илька (по В.А. Обручеву, 1905)	верхняя терраса левого берега Ильки (по Д.Д. Теннеру, 1936)	в 100 м южнее с. Онохой на р. Уда (по А.Д. Иванову, 1966)	около д. Подлопатки на р. Хиллок (по Л.И. Прасолову, 1927)
SiO ₂	71,02	72,16	70,43*	71,27
Al ₂ O ₃	16,12	14,90	12,44	13,36
Fe ₂ O ₃	1,88	2,69	5,22**	5,05
CaO	0,01	2,09	2,95	2,83
MgO	0,70	0,80	0,33	1,05
Na ₂ O	4,60	3,36	2,96	2,61
K ₂ O	4,87	2,73	4,60	3,30
P ₂ O ₅	Нет данных	Нет данных	0,059	0,20
SO ₃	То же	0,68	0,14	0,14
H ₂ O гигроскопическая	0,75	0,71	Нет данных	1,23
Потеря при прокаливании	Нет данных	0,78	0,87	0,64

* В том числе TiO₂, ** — FeO и MnO.

сто залегают под золовыми отложениями, а в привершинных частях гор сменяют глыбовые и щебенчатые гранитные россыпи. Эти пески разнозернистые, пылеватые с дресвой и щебнем, а в нижней части склонов гор — пылеватые, мелко- и тонкозернистые, без щебня и с редкими зернами дресвы. Слоистость в них не видна.

У всех изученных нами образцов песчаных и супесчаных отложений бассейна Уды зерна полевого шпата, кварца, темноокрашенных и других минералов в результате химического выветривания внешне мало или совсем не изменены. Эти отложения по минералогическому составу близки к имеющимся здесь гранитам. Их химический состав очень сходен (табл. 10). Несколько более повышенное содержание SiO₂ в песке и пониженное Al₂O₃, а также увеличение Fe₂O₃ по сравнению с гранитом объяснимо уменьшением содержания алюмосиликатов в песке в результате выщелачивания и обволакиванием зерен песка гидратами окисла железа. Различия в содержании CaO, MgO, Na₂O и K₂O, возможно, связаны с химическим составом горных пород, из которых образовались эти пески.

Поперечник Гортоп — Черемуховая Падь. Делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения представлены образцами 253—258, взятыми на междуречье Уда — Брянка, восточнее устья Брянки, вдоль "стрелки" по профилю с. Гортоп — Черемуховая Падь длиной больше 7 км. Здесь преобладают разномерные несортированные пески и супеси (образец 256) с плохо выраженной тонкой

Таблица 11

Гранулометрический состав отложений левого берега Уды

Образец	Генезис и место отбора	Размер частиц, мм;		
		> 1,0	1,0-0,5	
Поперечник Гортоп - Черемуховая Падь				
253	Делювиально-пролювиальные, террасовидная поверхность (высота 54 м), в 2,5 км восточнее современной долины Уды (глубина 50-60 см)	12,86	26,02	
254	Делювиально-пролювиальные, террасовидная поверхность (высота 54 м), в 7 км восточнее современной долины Уды (глубина 120-130 см)	1,48	17,69	
255	Современные делювиально-пролювиальные, дно балки на террасовидной поверхности высотой 54 м, в 7 км восточнее современной долины Уды (глубина 115 см)	8,77	3,25	
256	Делювиально-пролювиальные, правый склон Черемуховой Пади (из-под скал, глубина 90-100 см)	0,82	23,73	
257	Современные делювиально-пролювиальные, правый склон Черемуховой Пади (из русла дождевой промоины)	8,35	17,96	
258	Делювий гранита, правый склон Черемуховой Пади (из-под скал)	9,97	27,48	
Зайграевское опытное поле				
248	Делювиально-пролювиальный шлейф, верхняя часть (дно пади, глубина 125 см)	0,35	6,86	
249	Делювиально-пролювиальный шлейф, средняя часть (глубина 40-50 см)	11,10	26,54	
250	Делювиально-пролювиальный шлейф, нижняя часть (глубина 90-100 см)	8,36	16,84	
251	Аллювий первой террасы Уды, около с. Оронгой	22,14	29,02	

*В том числе фракция < 0,10.

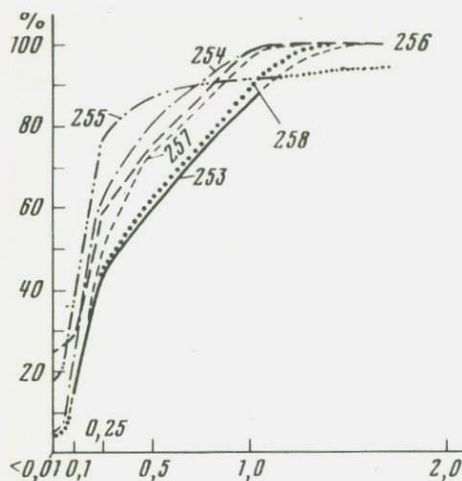
слоистостью, но распространены также и довольно хорошо сортированные отложения (табл. 11, рис. 26).

Все или большая часть зерен песка и пыли у этих отложений имеет округлую форму, но окатаны они средне и плохо. Поверхность зерен шероховатая. Преобладает полевой шпат и кварц, встречаются и темноцветные минералы, содержание которых очень различно. От этих отложений отличаются полным отсутствием сортированности и значительно большим содержанием частиц > 1,0 и < 0,01 мм водные отложения, взятые там же со дна балки (образец 255). Плохую сортирован-

содержание фракций, %					
	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	< 0,01
Поперечник Гортоп - Черемуховая Падь					
	17,65	29,09	7,14	2,05	5,19
	18,57	40,63	14,75	2,21	4,67
	14,62	37,55	13,85	3,44	18,52
	15,62	31,53	1,15	2,84	24,31
	20,11	41,33	6,87	1,16	4,22
	19,59	28,57	7,54	1,72	5,13
Зайграевское опытное поле					
	11,22	47,91	2,34	3,75	27,57
	10,52	31,18	20,66*		Нет данных
	12,02	46,40	16,38*		"
	27,48	19,58	1,78*		"

ность имеют и наиболее удаленные от гор кварц-полевошпатовые пески, включающие мелкий гравий и лишённые глинистых частиц (образец 253). У всех зерен грани округлены, окатанность средняя и плохая, поверхность шероховатая.

Можно считать, что отложения левобережья Уды на описываемых участках имеют делювиально-пролювиальное происхождение. Это доказывается формой зерен и характером слоистости, а также сходством гранулометрического и минералогического состава и формы этих зерен с зёрнами песка, образовавшегося при разрушении гранита. Нами были



Р и с. 26. Гранулометрический состав песчаных отложений левого берега Уды

Поперечник "Гортоп" — Черемуховая Падь: 253 — террасовидная поверхность в 2,5 км восточнее современной долины Уды (высота 75 м над рекой); 254 — то же, в 7 км; 255 — там же, современные отложения со дна пади (балки); 256 — делювиально-пролювиальные отложения под скалами; 257 — то же, из русла свежей дождевой промоины; 258 — то же, делювий гранита

исследованы собранные у подножия скал в Черемуховой Пади обломки выветрившегося гранита, легко распадавшегося в песок и дресву при растирании пальцами, а также неразрушившиеся крепкие обломки свежего гранита, делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, образовавшиеся при переотложении дождевыми водами продуктов разрушения гранита (см. рис. 25, Г, Д, Е и табл. 11, образцы 256—258).

Гранит состоит из розового полевого шпата и кварца и включает значительное количество зерен темноцветных минералов. Многие зерна имеют округлую форму и некоторые из них похожи на хорошо окатанную гальку. Выветрившийся гранит имеет светло-желтый цвет. Образовавшиеся при его разрушении зерна песка и дресвы обычно угловатые, с острыми ребрами, а крупные зерна полевого шпата имеют в основном округлую форму. Многие зерна состоят из соединенных зерен меньшего размера, часто разного минералогического состава. Делювий этих гранитов несортирован (см. рис. 25, Е). Округленные крупные зерна песка облеплены тонкозернистым материалом. Много угловатых зерен, которые при растрескивании распадаются на остроугольные обломки.

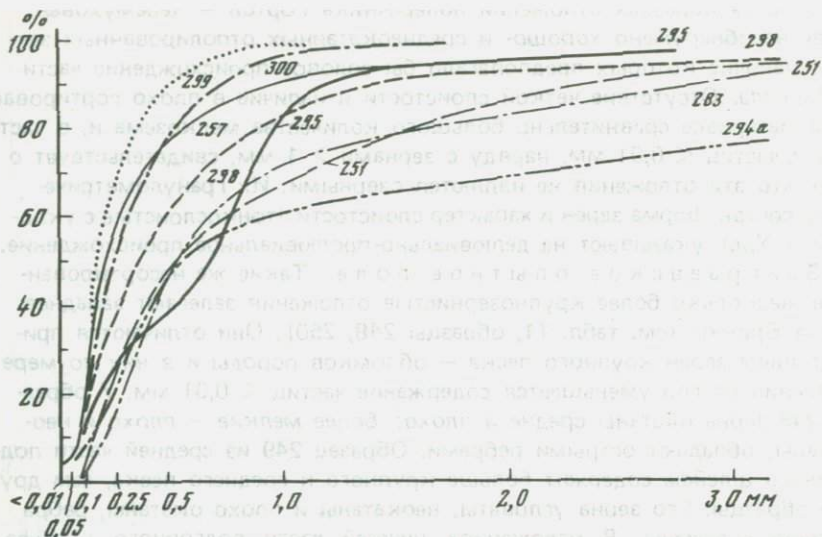
Делювиально-пролювиальный песок, лежащий ниже по склону, также не сортирован и содержит мало частиц $< 0,01$ мм (см. рис. 25, А). Крупные зерна округлены и несколько похожи на гальку, остальные угловатые, хотя все углы и ребра сглажены. Поверхность зерен шероховатая. Эти отложения, как и гранит, состоят из полевого шпата, кварца, темноцветных и других минералов. Песок из русла дождевой промоины содержит значительно меньше частиц $< 0,01$ мм, чем образец 256 (см. рис. 25, В). Форма зерен у них одинаковая. Некоторые зерна включают несколько кристаллов или обломков минералов, разделенных трещинами, но еще не распавшихся на части. Образец содержит довольно много темноокрашенных минералов, зерна которых округлены (окатаны) и слегка сглажены.

Во всех образцах отложений поперечника Гортоп — Черемуховая Падь не обнаружено хорошо- и среднеокатанных отполированных зерен, наличие которых предполагало бы эоловое происхождение части материала. Отсутствие четкой слоистости и наличие в плохо сортированном материале сравнительно большого количества мелкозема и, в частности, частиц $< 0,01$ мм, наряду с зернами > 1 мм, свидетельствует о том, что эти отложения не являются озерными. Их гранулометрический состав, форма зерен и характер слоистости (тонкослоистые с уклоном к Уде) указывают на делювиально-пролювиальное происхождение.

Заиграевское опытное поле. Такие же несортированные, несколько более крупнозернистые отложения залегают западнее устья Брянки (см. табл. 11, образцы 248, 250). Они отличаются присутствием зерен крупного песка — обломков породы и в них по мере удаления от гор уменьшается содержание частиц $< 0,01$ мм. У образца 248 зерна окатаны средне и плохо; более мелкие — плохо и неокатаны, обладают острыми ребрами. Образец 249 из средней части подгорного шлейфа содержит больше крупного и среднего песка, чем другие образцы. Его зерна угловаты, неокатаны и плохо окатаны, ребра обычно сглажены. В отложениях нижней части подгорного шлейфа (образец 250) зерна окатаны средне, некоторые округлены; мелкие обломки зерен имеют округленные ребра. По гранулометрическому составу эти отложения сильно отличаются от аллювия Уды, который значительно более грубозернистый, почти не содержит частиц $< 0,1$ мм и состоит из хорошо-, средне- и плохо окатанных зерен полевого шпата и кварца (см. рис. 20,А).

Онохойские овраги. На основании механического состава, горизонтальной и косой слоистости пески кривоярской свиты бассейна Уды Д.Б. Базаров (1968б) считал речными. Он приводит детальное описание обнажения на правом склоне асимметричной пади, южнее пос. Онохой, изрезанном глубокими оврагами. Эти овраги вскрывают верхнюю часть отложений кривоярской свиты, слагающей увал высотой 100—105 м над Удой. Здесь залегают кварц-полевошпатовые отложения, у которых песчинки окатаны средне-, а гравий хорошо. Верхняя толща разреза преимущественно гравийная с песком, средняя — песчаная с прослоями мелкого гравия, а нижняя — гравийно-песчаная. Верхняя и средняя толщи имеют отчетливую неправильную горизонтальную слоистость (слойки толщиной в среднем 2—4 см), а нижняя толща включает слои с полого-волнистой и косой однопавленной слоистостью, что, по мнению Д.Б. Базарова, свидетельствует о преобладании речных условий во время ее формирования.

По нашему мнению, онохойский разрез в основном сложен отложениями ливневых потоков, а не отложениями крупной транзитной реки. Об этом свидетельствуют параллельная поверхности склона слоистость отложений и обилие в них дресвы, похожей на гравий и залегающей в линзах, а также сравнительно плохая сортированность и отсутствие гальки. Косая и волнистая слоистость в нижней части толщи свидетельствует только о большей активности отложивших ее потоков, но не о принадлежности ее крупной транзитной реке, вроде Уды. Такое



Р и с. 27. Гранулометрический состав песчаных отложений района оз. Лесное, рек Уда и Курба

294_а — мелкозем из аллювиальных (?) галечников 65-метровой террасовидной поверхности, в 2 км севернее оз. Лесное; 295 — песок, в 3 км севернее оз. Лесное, глубина 80 м; 298 — то же, подножье крутого склона, глубина 80–90 см; 299 — то же, глубина 32–50 см; 300 — песок с перевала между озерами Гуджирное и Лесное, глубина 215–223 см; 257 — делювиально-пролювиальные; 251 — первая терраса Уды у с. Оронгой; 283 — современный аллювий дельты Курбы

же происхождения, по нашему мнению, имеют отложения в овраге восточнее Талец, в Верхнекурбинской впадине, а также в бассейнах Брянки, Худуна и другие отложения кривоярской свиты в бассейне Уды, описанные Д.Б. Базаровым.

В бассейне Уды залегают делювиальные, делювиально-пролювиальные, золотые или золово-пролювиальные пески. Поиски озерных береговых и прибрежных песков, а также аллювиальных отложений на средних и высоких террасовидных поверхностях были безрезультатными. Крупно-зернистые с галечником пески, сходные с озерным или с русловым аллювием Уды, были обнаружены нами лишь на сравнительно малой высоте на правобережной террасовидной поверхности, севернее оз. Лесного (рис. 27, образец 294а). В этом образце зерна песка окатаны плохо и имеют несколько округленные ребра. Остальные образцы песков этого песчаного массива несортированы, зерна обычно неокатаны или плохо окатаны. По всем показателям эти отложения являются делювиально-пролювиальными и образовались в результате разрушения гранитного массива, у подножия которого они залегают.

В долине Уды и в бассейнах ее притоков местами распространены глинистые, чаще всего щебнистые, наносы малых речек и ручьев — правых притоков Уды, некоторых притоков Брянки и других рек. Эти отложения совсем несортированы и неокатаны. Местами обнару-

жены залежи более чистой глины. По сообщению Д.Д. Тениера (1936), в бассейне Брянки в падах под золовыми песками, на глубине от 10 м (падь Алентуй), залегают делювиальные глины, обогащенные дресвой и щебнем — обломками гранита и других кристаллических пород. По его мнению, некоторые глинистые образования (Аршан, Заиграево) представляют скопления снесенного со склонов мелкого гранитного хряща, слегка сцементированного более тонким глинистым веществом.

Таким образом, в нижнем течении Уды и по долинам ее притоков озерные отложения не обнаружены. Имеющиеся здесь пески и супеси являются делювиально-пролювиальными, золово-пролювиальными, золовыми и, преимущественно в нижней части толщи кривоярской свиты, аллювиальными.

Пески и супеси долин Селенги, Хилка и Чикоя

Кривой Яр. Песчаный массив Кривого Яра является непосредственным продолжением левобережных песков Уды и расположен на правом берегу Селенги, южнее устья Уды. Он образовался в результате подмыва одним из рукавов Селенги — Прорвой наклонной террасовидной поверхности, сложенной песками и покрытой поросшими соснами дюнами. Высота обрыва поверхности местами достигает 48 м, около устья Уды 20 м.

Генезис отложений Кривого Яра является спорным. Наиболее распространено мнение об их озерном происхождении (Обручев, 1914). Преимущественно озерными их считали геологи-четвертичники (Гербова, 1959, 1961; Гербова, Равский, 1961; Вангенгейм, Гербова, 1962; Равский и др.; 1964). Н.В. Думитрашко (1952а) предполагает их озерно-флювиогляциальное происхождение. Она считает, что однообразие четвертичных пород долины Селенги и их мелкозернистый состав указывают на участие в их формировании озерных отложений. В их образовании большую роль могли играть и талые ледниковые воды, стекавшие по долине Темника.

В.А. Обручев (1905) описал одно из наиболее близких к Улан-Удэ обнажений высотой в 25—30 м. С поверхности здесь залегает неслоистый и пористый (лесовидный), мелкий известково-глинистый песок, до глубины 30—60 см бурый, ниже — желто-серый. Под ним лежат слоистые озерные пески, состоящие из чередующихся тонких (5—20 мм), утолщающихся и выклинивающихся глинистых слоев, с зернами разной крупности — от мелкого гравия до ила. Видны многочисленные охристые прослои и пятна. Слоистость в общем горизонтальная, местами наклоненная и выклинивающаяся. В средней части обнажения в описанных песках несогласно залегает масса более красноватого песка, с дугообразной слоистостью. Эта толща сложена гранитным песком, вероятно, вынесенным в озеро потоками воды из Крутого Лога, расположенного между Верхнеудинскими и Саянтуйскими вершинами.

Мы также исследовали это и другие обнажения Кривого Яра, но пришли к иному, чем В.А. Обручев, выводу. Верхняя часть обнаже-

Таблица 12

Гранулометрический состав отложений Кривого Яра у железнодорожного переезда

Образец	Состав и место отбора	Размер частиц, мм;	
		> 2,0	2,0-1,0
559	Песок заросшей дюны	—	0,20
560	Песок заросшей дюны	—	—
556	Тонкослоистый песок, 40 м над Селенгой	—	—
557	Несортированный песок с плохо выраженной слоистостью, 16-17 м над Селенгой (под тонкослоистым песком)	—	8,00
558	Крупнозернистый песок из линзы, 16-17 м над Селенгой (под несортированным песком)	6,00	13,00

ний Кривого Яра образовалась в береговых дюнах, высота которых над террасовидной ступенью достигает 5-17 м. Дюны сложены палевыми мелкозернистыми песками, пылеватыми или почти без пыли, с тонкой слоистостью, параллельной поверхности дюн (табл. 12, рис. 28, 29, образцы 559, 560). Зерна песка окатаны плохо и средне, а зерна пыли почти совсем не окатаны (см. рис. 29, Г). Под золовыми песками лежат разномерные, преимущественно мелкозернистые пылеватые пески с охристыми прожилками. Они включают здесь и на других участках Кривого Яра узкие выклинивающиеся линзы более крупнозернистого песка с гравием или еще более пылеватого песка без гравия. Углы падения слоев параллельных стенке обнажения (вдоль течения Селенги) на коротком расстоянии изменяются в пределах

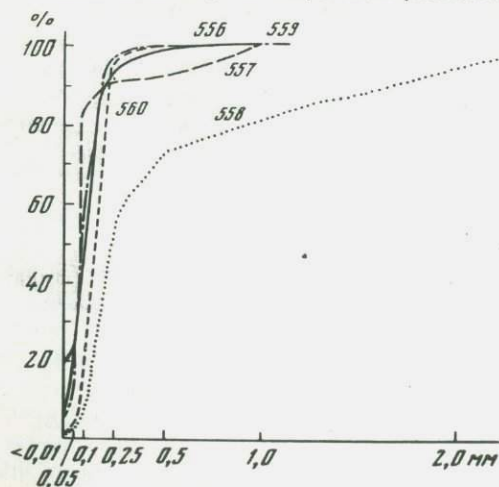


Рис. 28. Гранулометрический состав песков Кривого Яра у железнодорожного переезда

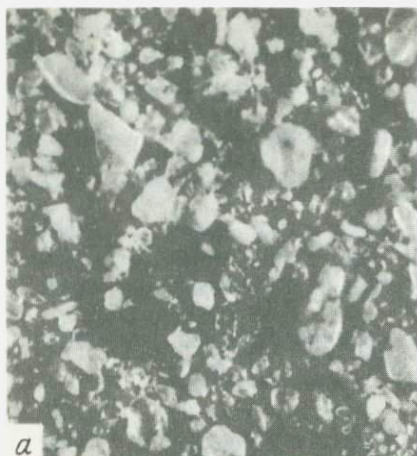
Делювиально-пролювиальные: 556 — тонкослоистые, 40 м над Селенгой; 558 — там же, из линзы под образцом 557. Золовые: 559 — заросшая дюна, 560 — то же

содержание фракций, %						
	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	< 0,01
	0,70	2,70	35,20	44,40	12,40	4,60
	—	6,00	77,0	13,60	1,40	2,00
	1,20	6,00	40,00	26,00	18,00	8,80
	2,00	9,00	29,00	29,60	3,40	19,00
	9,40	19,40	45,40	3,60	0,80	2,40

3-16°. В поперечном разрезе, перпендикулярном по отношению к стенке обнажения, слои падают к Селенге (азимут СЗ 270-290°) под углом порядка 14°, а ближе к Улан-Удэ — 24-35°. Эти отложения сравнительно плохо сортированы и содержат пыль (см. табл. 12 и рис. 28, образцы 557, 558). Зерна песка и пыли окатаны плохо, есть среднеокатанные и неокатанные (см. рис. 29, А, Б). В крупнозернистых фракциях много слюды. Несколько лучше сортированы отложения верхней части обнажения, но и в них преобладают плохо окатанные зерна и имеются неокатанные, угловатые (см. рис. 29, В).

А.Б. Базаров (19686) описал другое обнажение Кривого Яра, находящегося южнее, у Силикатного завода, и отличающееся большей сортированностью и крупнозернистостью отложений. Видимая мощность этих отложений составляет 38,7 м (рис. 30). Их верхние 2,3 м являются золовыми, переслаивающимися с почвами. Они постепенно переходят в береговую дюну, покрытую гумусированным почвенным горизонтом и залегают на поверхности темноокрашенного гумусированного горизонта погребенной почвы, образовавшейся на поверхности делювиально-пролювиальных отложений, наклоненной к Селенге. А.Б. Базаров (19686) считает, что механический состав, промытость и сортированность песков Кривого Яра свидетельствуют об их речном и озерно-речном происхождении. Слои с полого-волнистой, косоволнистой и косой однонаправленной, а местами разнонаправленной слоистостью характерны для русловой фации. Пойменные фации представлены горизонтально-слоистыми разностями.

По нашему мнению, отложения Кривого Яра, кроме самой верхней толщи имеют делювиально-пролювиальное происхождение и, возможно, содержат в виде примеси некоторое количество золовых песка и пыли. Образец 556 представляет золово-пролювиальные отложения (см. рис. 28). Более крупнозернистые, отмытые и с четкой грубой слоисто-



а



б



б



б



д

Р и с. 29. Микрофотографии (x 50) песков кривоярской свиты

А — несортированные, с плохо выраженной слоистостью (16–17 м над Селенгой), образец 557; *Б* — то же, крупнозернистые, образец 558; *В* — тонкослоистые (40 м над Селенгой), образец 556; *Г* — дюна, образец 559; *Д* — увал между реками Окинка и Топка, образец 608_б



Р и с. 30. Обнажение у Силикатного завода

стью, пески, вероятно, являются отложениями наиболее активных притоков описываемого участка, а не Селенги. Они слагают наземные дельты, сливающиеся с конусами выноса в единый шлейф, и являются аллювиально-пролювиальными отложениями, которые, например щебенчатый аллювий ручья Медведчиков ключ, частично перемыты и окатаны Селенгой и встречаются местами в основании Кривого Яра.

Неозерное происхождение песков Кривого Яра доказывается характером их слоистости: нет ритмичного чередования прослоев хорошо сортированного песка с прослоями глинистого материала, нет грубо-слоистых крупнозернистых и гравелистых песков погребенных береговых валов, нет тонкослоистых глинистых отложений — древних илов. Наоборот, тонкая слоистость, параллельная поверхности подгорного шлейфа, наличие длинных и узких линз разной мощности, в пределах которых наблюдаются косые и волнистые слойки, относительно круто падающие в сторону от гор к Селенге, а также обилие местного

плохо окатанного материала и плохая сортированность говорят о флювиальном происхождении этих песков. Кроме того, во всем Иволгино-Удинском межгорном понижении отсутствуют следы абразии и аккумуляции больших древних озер. Неозерное происхождение песков кривоярской свиты подтверждается также результатами детальных фациально-минералогических исследований песков противоположного, левого берега Селенги, в районе возвышенности Тологой I. Здесь излучина Селенги глубоко врезалась в подгорный шлейф, спускающийся в Иволгинскую котловину и к долине Селенги и сложенный делювиально-пролювиальными отложениями (Лискун, Ренгартен, 1963). К ним в южной части излучины прислонена третья терраса Селенги, высотой 20 м. Более высокие речные террасы или аллювий на левом берегу Селенги не обнаружены.

Таким образом, в последнее время в результате детальных исследований установлено, что отложения Кривого Яра являются, по одним представлениям, преимущественно пролювиальными или, по другим, в основном озерно-аллювиальными (озерные отложения накопились в старицах или в мелководных озеровидных разливах речных вод). Следовательно, спор идет о принадлежности этих песков малым правым притокам Селенги или ей самой, иначе говоря, о том, являются ли они местными или транзитными образованиями. Последнее предположение маловероятно, так как вряд ли Селенга в конце кайнозоя меандрировала от одного борта котловины до другого. Однако под толщей золотых и пролювиальных отложений подгорного шлейфа Кривого Яра, возможно, захоронены отложения террас Селенги выше третьей, но они пока не найдены. Приходится считать отложения Кривого Яра преимущественно местными, слагающими наземные дельты и конусы выноса притоков Селенги. Отложения Селенги найдены в самой нижней части обнажения Кривого Яра и, несомненно, имеются ниже уреза воды в реке, но едва ли доходят во многих местах до подножия гор, где замещаются местными флювиальными отложениями.

"Третья терраса" Селенги у Кордона. Выше Улан-Удэ Селенга подмывает правобережную террасовидную ступень высотой около 30–40 м. Эту ступень В.Г. Гербова (1961) считает третьей, а Д.Б. Базаров — четвертой террасой Селенги, сложенной песками кривоярской свиты. Ступень местами имеет скальный цоколь, и пески кое-где содержат прослой щебня и гравия, а в нижних горизонтах — валуны и плохоокатанные глыбы местных горных пород. Выше Кордона по течению Селенги на ступень наваяны дюны и встречаются котловины выдувания.

В 1,5 км от Кордона В.Г. Гербовой (1961) описаны отложения "третьей террасы". Ее верхний слой, мощностью 22 м, сложен желтовато-серыми полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песками с горизонтальной слоистостью, созданной чередующимися прослоями песков, светло-желтых сыпучих, отмытых среднезернистых кварц-полевошпатовых и темно-серых мелкозернистых уплотненных глинистых с прослоями суглинков. Толщина прослоев сыпучих песков 0,2–1,0 м, иногда больше. В них выделяются пачки коротких уплотненных сер-

повидных слоев. На глубине 22 м, т.е. с высоты 8 м над Селенгой, в обнажении залегают серые и светло-серые, разнородные, промытые, сыпучие слабослоистые пески того же состава, с мелким гравием и щебнем гранитов, кварцитов и других пород (мощность 5 м). В песках прослеживаются несколько хорошо выраженных по простиранию прослоев из валунов и плохо окатанных обломков упомянутых горных пород. Диаметр валунов достигает 0,5 м, а мощность содержащих их прослоев — 0,2—0,7 м. Нижние три метра обнажения слагают валуны и обломки гранита, которые лежат и в русле Селенги. По нашим наблюдениям, отложения верхних 22 м этого обнажения имеют золотое происхождение, а нижняя часть сложена типичными грубообломочными отложениями конуса выноса малого притока Селенги, вероятно, отчасти переработанными ею и содержащими в верхних горизонтах золотой и золово-пролювиальный материал. Высота обрыва описываемой террасовидной ступени у южного конуса с. Селенгинское составляет 34—35 м, и она сложена типичным золотым песком, частично перетолженным дождевыми водами.

Таким образом, в долине Селенги около селений Кордон и Селенгинское распространены отложения подгорного шлейфа — делювиально-пролювиальные, золово-пролювиальные и золотые, а на высоте до 8—10 м над Селенгой также и ее аллювий, в основном из перемытого местного материала. "Третья терраса" Селенги не сложена ее аллювием и не является речной террасой, к северу она постепенно понижается и переходит в террасовидную ступень с Кривым Яром.

Южнее Кордона высокие террасовидные ступени и скопления песков развиты на правом берегу Селенги и сложены преимущественно золотыми и золово-пролювиальными отложениями. Самый большой песчаный массив лежит на междуречье Селенга — Чикой, у г. Кяхты.

Кяхтинские пески. Эти пески начинаются на юго-восточном берегу Селенги, поднимаются на горные отроги и покрывают их северные склоны, местами одевают водоразделы и переваливают на южные склоны. Такое явление наблюдается, например, северо-западнее и севернее Кяхты, где песчаные участки узкими языками спускаются с севера из низких седловин. Мощность отложений очень различна и местами в буровых скважинах достигает нескольких десятков — ста метров. В районе урочищ Нижний и Верхний Ботый буровые скважины везде прошли золотые пески одинакового состава и строения, лежащие на плотных протерозойских гранитоидах, а в горных ущельях — и на местном аллювии и пролювии. Эти легко развеваемые сыпучие пески, несомненно, принесены ветром, и под ними не обнаружены ни отложения древних озер, ни транзитных рек. Золотые пески в этом районе отмечали также А.Д. Иванов (1966) и другие исследователи.

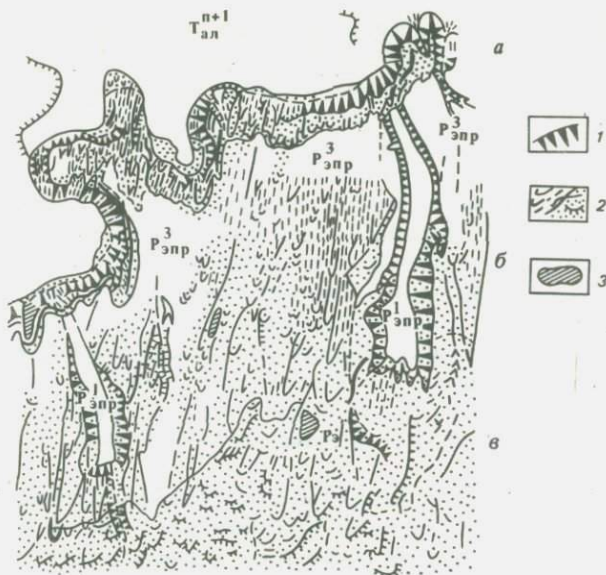
Песчаный массив урочища Нижний Ботый имеет холмисто-грядовый дюнный рельеф, поросший соснами, и представляет собой область наветренных песков. В этих песках имеется глубокий (до 70—80 м и больше) залесенный овраг, Ботыйская Яма, по дну которого течет к Селенге речка Мельничная. В верховьях, на юге, этот овраг слепо оканчи-

вается крутым склоном, на который наваяны береговые дюны. По описанию Д.Б. Базарова (19686), склон Ботийской Ямы сверху до уровня речки сложен слоистыми песками, с прослоями щебня и дресвы, а скважиной на правом склоне Ботийской Ямы на глубину до 109 м пройдены мелкозернистые пески той же кривоярской свиты. От урочища Нижний Ботый резко отличается урочище Верхний Ботый, где имеются обычные горные ущелья с соответствующими рельефом и отложениями и отсутствуют золотые и золото-пролювиальные пески. Речка Верхний Ботый течет по дну обычной горной долины, а в низовьях ограничена возвышающимися над ней древними дюнами, под которыми она исчезает. Котловина Нижний Ботый с северо-запада, запада и с юга ограждена стеной из современного песка. В самой котловине Нижний Ботый есть равнинный участок, сложенный пролювиальными отложениями и лишь местами с покровом из древних переветренных песков, образующих главным образом узкие и длинные продольные ветру гряды.

Непосредственным нижним продолжением р. Верхний Ботый служит р. Мельничная, а продолжением ее долины — Ботыйская Яма, которая, по нашему мнению, является вскрытой нижней частью долины р. Верхний Ботый. Эта речка во время образования наваянных песков была засыпана ими. При этом сохранился подземный сток речки по ее древнему руслу, который, возможно, при увеличении сухости климата временно прекращался. Позже, вероятно, после зарастания дюн лесом, связанным с увлажнением климата, вода вновь потекла по засыпанному руслу. Вдоль него начал расти овраг, который достиг современных размеров. Одновременно Селенга, став более многоводной, подмыла наклонную золово-пролювиальную равнину и образовала современный крутой уступ правого коренного берега. Вынос песка из Ботийской Ямы и образование в пойме Селенги конуса выноса из овражного пролювия наблюдается и в настоящее время. При формировании Ботийской Ямы, как и в соседних балках, несомненно, происходила интенсивная дефляция, и эта долина, вероятно, имеет дефляционно-эрозийное происхождение.

Отложения урочища Нижний Ботый золотые, а не речные, резко отличаются от местных щебенчато-дресвянистых пролювиальных и делювиальных отложений, подстилающих мелкозернистые пески. Щебенчатые и дресвянистые отложения на склоне Ботийской Ямы, очевидно, тоже делювиальные. Следовательно, еще один массив песков кривоярской свиты сложен местными отложениями.

Золотое происхождение кяхтинских песков доказывается их однородностью, тонкой параллельной слоистостью, хорошей окатанностью зерен песка и пыли, не подвергавшихся вторичному разрушению, а также своеобразным комплексом форм рельефа и отложений, прослеживаемых от Селенги до гор. Этот комплекс включает золотые образования областей современного и древнего разветвления, транзита и накопления золотых отложений. Здесь имеются и широкие плоскодонные балки с крутыми склонами, образовавшиеся в результате попеременной деятельности ветра и временных дождевых потоков (рис. 31).



Р и с. 31. Зоны золотой деятельности на южном берегу Селенги

а — дефляции; б — преимущественного переноса и маломощных дюн; в — аккумуляции. 1 — эрозионные и эрозионно-дефляционные уступы; 2 — холмистые и грядовые пески; 3 — котловины выдувания. $T_{ал}^{n+1}$ — пойма и первая надпойменная терраса р. Селенги; $P_{эпр}$ — золово-пролювиальная равнина, соответствующая по возрасту первой террасе; $P_{эпр}^3$ — та же, соответствующая четвертой — пятой террасе; P_3 — золовая равнина

На севере кяхтинские пески подрезаны Селенгой и образуют террасовидную поверхность — ступень с уступом, возвышающимся над поймой Селенги на 40 м и больше. Над развеваемым береговым обрывом возвышаются береговые дюны (см. рис. 31,а). От них к юг-юго-востоку простирается равнина, полого наклоненная к реке. Она сложена пролювиальными отложениями, содержащими принесенный ветром материал. Местами имеются участки сравнительно маломощных навейных и перевеваемых песков. В плане они вытянуты к юг-юго-востоку вдоль направления активных ветров. Здесь распространены параболические дюны, лежащие друг на друге. Они имеют длинные рога, переходящие местами в продольные направлению ветра дефляционные уступы. Рога дюн имеют вид низких и узких гряд. Местами дюны осложнены насаженными более молодыми дюнами и современными котловинами выдувания, с валами из выдутаго песка на их краях. Этот участок равнины представляет собой зону перевевания и переноса золотых песков (см. рис. 31,б). Еще южнее, на северных склонах и у подножия низкогорных гряд и холмистых увалов, навейные пески образуют мощные скопления, покрывающие северные склоны, частично водоразделы и южные склоны. На таких участках наблю-

даются параболические дюны, сменяющиеся дюнными грядами, поперечными направлению активных ветров (см. рис. 31, в). Это — зона наведения песков. Все три зоны встречаются во многих районах юга западного Забайкалья, причем развеваются береговые обрывы, расположенные на южном и восточном берегах рек.

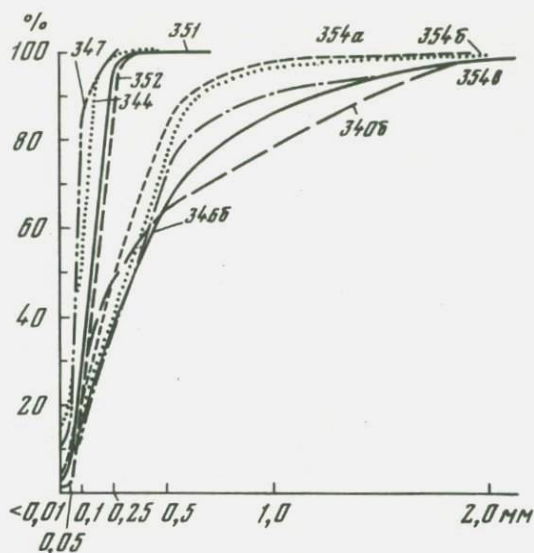
Пески окрестностей с. Окино-Ключи. В Бичурском межгорном понижении, к левому южному берегу р. Хилок, полого спускается обширный песчаный подгорный шлейф, образованный слившимися наземными дельтами. Этот шлейф расчленен глубокими речными долинами на широкие и плоские увалы. Вдоль склонов рек вытянуты почти параллельные террасовидные узкие ступени, ограниченные прямолинейными уступами, по-видимому, моделированными ветром. На северном конце увала, у с. Окино-Ключи, имеются котловины выдувания (длина до 1,0—1,5 км). Южнее, на поверхности увала, ясно выраженные современные и древние золотые формы рельефа не наблюдаются.

В средней части увала, между реками Окинка и Топка, залегают тонко- и косослоистые пески, слойки которых в общем взаимно параллельны и полого наклонены согласно общему уклону поверхности к р. Хилок. Эти пески мелко- и среднезернистые, с прослоями и линзами крупнозернистого песка или пылеватые. В более мелкозернистом, лучше сортированном образце 6086 преобладают средне- и плохо окатанные зерна, имеется также немного угловатых осколков более крупных зерен (см. рис. 29, д). Зерна более крупнозернистых отложений окатаны средне. Эти пески состоят преимущественно из розового полевого шпата, а также кварца и темноцветных минералов.

Степень окатанности зерен этих отложений свидетельствует об их относительно дальнем и продолжительном переносе, возможно, в значительной степени под воздействием ветра. Характер слоистости, степень сортированности и формы рельефа указывают на их преимущественно золово-пролювиальное происхождение, тем более, что на соседних участках пески имеют явно золотое происхождение, например, юго-западнее, на правом берегу Чикоя, высота дюн достигает 25 м, а у оз. Черное, на междуречье Топки и Чикоя — 20—50 м.

Отложения района дельты Селенги

Юго-восточнее современной дельты Селенги находится песчаная равнина, покрытая низкими пологими песчаными золотыми холмиками, частично развеваемыми. Почти вся поверхность равнины распахана. В В двух километрах от с. Кудара, на почти плоской равнине, в шурфе обнаружен светло-желтый неслоистый, хорошо сортированный, средне- мелко- и очень тонкозернистый песок без пыли и глины. Зерна песка в основном хорошо и средне окатанные, а угловатые, несомненно, возникли при растрескивании округлых зерен (табл. 13, рис. 32, 33, образец 351). В 3 км от с. Кудара количество песчаных гряд (высота 1,0—3,0 м) увеличивается, и они вытянуты почти к юго-юго-востоку. В 3,5 км от с. Кудара залегает палевый мелкозернистый сортиро-



Р и с. 32. Гранулометрический состав отложений правого берега Селенги

Участок Никольское—Фофаново: 340_б — элювий гранита террасовидной ступени (85 м над Селенгой) западнее с. Никольское; 346_б — то же, останец 523,4 м (около 50 м над Селенгой); 344 — золово-пролювиальные, с террасовидной ступени у д. Фофаново (40 м над Селенгой); 347 — то же, 15–20-метровой террасы восточнее д. Фофаново. Участок Кудара — Каменная Сопка; 351 — золово-пролювиальные, в 2 км восток-северо-восточнее с. Кудара; 352 — золовые (?), в 6 км восток-северо-восточнее с. Кудара; 354_а — элювий гранито-гнейса со склона горы Каменная Сопка; 354_б — там же, элювий (кора выветривания); 354_в — там же, элювий маловыветрившегося гранито-гнейса

ваный песок, в разной степени окатанный, вероятно золово-пролювиальный. В 4 км местность заметно повышается и уклон поверхности растет. Высота песчаных гряд достигает 5–7 м. В 6 км распространены типичные золовые пески — мелкозернистые, хорошо сортированные, хорошо и средне окатанные, со слабо выраженной слоистостью (см. табл. 13, рис. 32, 33, образец 352). В 12,5 км от с. Кудара, на склоне горы Каменная Сопка (611 м над уровнем моря), нами отобраны образцы гранита и продуктов его выветривания (см. рис. 32, образцы 354а-в). Для сравнения с ними были проанализированы образцы песка, взятые в 200 и в 700 м от вершины, на нижней части склона горы Каменная Сопка.

На склоне этой горы и вблизи от нее преобладает сортированный песок, зерна которого имеют различную окатанность. Остроугольные зерна образовались преимущественно при растрескивании более крупных. Эти пески по всем признакам являются золовыми. Пески, как и гранит и продукты его выветривания, состоят главным образом из полевого шпата, кварца, темноцветных минералов и листочков слюды.

Таблица 13

Гранулометрический состав отложений района дельты Селенги (по профилю с Кудара —

Образец	Генезис и место отбора	Размер частиц, мм;	
		> 2,0	2,0—1,0
351	Золово-пролювиальные, в 2 км восток-северо-восточнее Кудары	—	—
352	Золовые (?), в 6 км восток-северо-восточнее Кудары (глубина 120 см)	—	—
354а	Элювий гранито-гнейса со склона Каменной Сопки	—	2,00
354б	Элювий гранито-гнейса со склона Каменной Сопки	—	2,70
354в	Песчаный элювий мало выветрившегося гранито-гнейса со склона Каменной Сопки	1,20	12,00

От этих песков сильно отличаются элювий и кора выветривания — сильно выветрившийся гранит, превратившийся в рухляк палевого цвета (образцы 354 а—в), обладающие очень близким гранулометрическим составом. Они не сортированы и состоят из разномерного дресвянистого песка, зерна которого не окатаны и остроугольны (см. рис. 33,В). У элювия (образец 354а) крупные песчинки округлены, но имеют неровную поверхность. Элювий и кора выветривания состоят из полевого шпата, кварца и небольшой примеси слюды. Песок, образовавшийся при механическом разрушении относительно мало выветрившегося и неизменившего цвет серого гранита, представлен образцом 354в. Его зерна также остроугольны и сложены полевым шпатом, кварцем, слюдой, роговой обманкой и другими минералами. Имеются обломки горных пород. Судя по форме зерен, сортированности, составу и характеру слоистости, можно считать установленным, что отложения на равнине и у подножия Каменной Сопки сложены материалом, в основном принесенным ветром с берегов Байкала и из дельты Селенги, и перетолжены потоками дождевых и талых вод.

Значительный песчаный массив (относительная высота 5—35 м) располагается также юго-западнее современной дельты Селенги. Он ограничен ее рукавами и берегом Байкала. Здесь преобладает сглаженный дюнный рельеф, покрытый лесом. Дюны сложены преимущественно хорошо сортированными тонкослоистыми мелкозернистыми пылеватыми золовыми и золово-пролювиальными песками. Эти пески перекрывают озерные и дельтовые отложения, соответствующие второй (посольской) террасе Байкала и второй—третьей Селенги.

Отложения посольской озерной террасы, как и современных береговых валов и дна Байкала, совершенно не похожи на отложения описанных песчаных массивов. Эта терраса сложена слоистыми сортированными

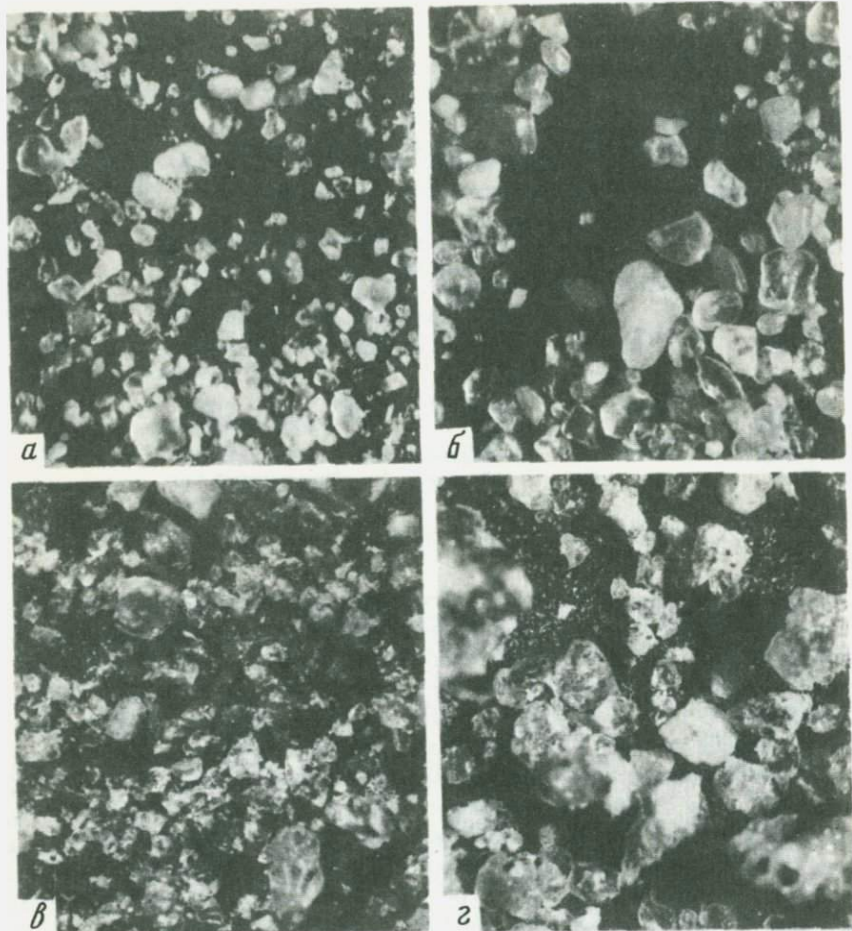
гора Каменная Сопка)

содержание фракций, %					
1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,5—0,01	< 0,01
0,10	6,30	65,10	22,30	1,90	4,30
0,10	17,60	66,50	14,10	0,20	1,50
14,50	35,30	27,40	10,80	5,50	4,50
20,50	35,80	22,40	10,30	5,20	3,00
15,15	28,20	20,95	8,75	5,05	3,70

ными разнозернистыми песками, ритмично чередующимися с глинистыми прослоями и перекрытыми сверху несортированным мелкозернистым песком. Высота террасы всего 10—11 м над уровнем Байкала. Более высоких четвертичных озерных террас здесь нет. Все это свидетельствует о том, что песчаные массивы района дельты Селенги, особенно лежащие на 10—11 м выше Байкала, не озерные.

Золово-пролювиальные, золовые и местами делювиально-пролювиальные пески, а не озерные и не речные Селенги, залегают также на ее левом берегу, южнее дельты, у подножия хр. Большой Хамар-Дабан. Здесь были изучены отложения широких и пологих террасовидных площадок, лежащих на высоте 110—140 м над Селенгой, северо-восточнее падей Осиновая и Чернуха. На этих площадках в шурфах обнаружен неслоистый или с еле различимой слоистостью слабо сортированный мелкозернистый палевоый пылеватый песок, на всю глубину шурфов (до 260 см) почти одинакового гранулометрического состава. Зерна песка слабо и средне окатаны, преобладает кварц и полевой шпат, слюды мало. На высоте около 160 м над Селенгой пески у пади Осиновой сменяются суглинистыми со щебнем делювием и элювием, покрывающими гранитные горы. Это обстоятельство, слоистость, состав отложений, форма зерен песка, а также золовый бугристо-котловинный рельеф (относительная высота 1,0—1,5 м) поверхности террасовидных ступеней, несомненно, доказывают золовое и золово-пролювиальное происхождение этих песков. Такие же пески прослеживаются ниже по склону, до террас Селенги. Подобные пески имеются на террасах высотой 20 и 30—35 м над Селенгой, например между деревнями Брянка и Береговая.

Таким образом, песчаные и супесчаные террасовидные поверхности в районе дельты Селенги, несомненно, являются золово-пролювиаль-



Р и с. 33. Микрофотография отложений профиля Кудара — Каменная Сопка (× 50)

А — золото-пролювиальные, образец 351; Б — золотые (?), образец 352; В — элювий горы Каменная Сопка, образец 354_б; Г — песок из маловыветрившегося гранито-гнейса горы Каменная Сопка, образец 354_в

ными, частично золотыми, а слагающие их отложения принесены ветром с песчаных отмелей, береговых валов и обрывов Байкала и Селенги. Лишь незначительная часть отложений принесена Селенгой.

Фофановская терраса. Под этим названием описаны разные поверхности: террасовидная между деревнями Никольское и Фофаново высотой 60—80 м (по В.С. Слодкевичу, см. Базаров 1968а) и правобережная четвертая терраса Селенги высотой 25 м, постепенно переходящая в полого наклоненную равнину, сложенную золото-пролювиальными и золотыми отложениями (Думитрашко, 1952а). Нами

этот участок обследован детально, изучены распространенные здесь песчаные и супесчаные отложения (рис. 34).

Северо-восточнее д. Никольское, на правом берегу Селенги, в рельефе хорошо выражены узкие площадки высоких террас или террасовидных ступеней и высокие эрозионные уступы, образованные Селенгой в песчаном пролювиальном шлейфе. Здесь, у излучины Селенги, сохранились пойма, высотой 1 м, площадки террас или ступеней на высоте 34 и 42 м и эрозионные уступы с бровками на высоте 44—45, 54 и 58 м над Селенгой. Еще более высокая террасовидная ступень совпадает с широким дном долин притоков. Высокие террасы-ступени сложены тонко- и параллельно-слоистыми пылеватыми мелко- и среднезернистыми песками. На поверхности этой ступени и высоких террас повсюду распространены вытянутые к восток-юго-востоку параллельные золотые песчаные гряды и замкнутые котловинки.

У д. Никольское возвышается скальный останец, покрытый супесью — террасовидная ступень (высота 40—42 м), на северном конце которого сохранилась цокольная терраса (высота террасы 30—35 м, цоколя 10—15 м). Она покрыта тонкозернистым песком. Здесь же, несколько западнее, эта терраса сложена очень однородным мелкозернистым песком с почти неразличимыми слоями. Под ним залегают полого наклоненные в одну сторону чередующиеся песчаные и глинистые слои, параллельные друг другу и обволакивающие поверхность скалы. Местами видны выклинивающиеся диагональные слои и линзочки.

Западнее д. Никольское относительная высота самой высокой песчаной террасовидной поверхности превышает 65 м. В 0,5 км западнее высоты 564 м, на вершине холма, возвышающегося над Селенгой на 85 м, под песком на глубине 145 см обнаружен древеснистый элювий гранита, а под ним — выветрившийся гранит в коренном залегании. Еще западнее высота высокой ступени достигает 75 м. Она на вершине 540 м имеет хорошо выраженную в рельефе площадку, сложенную песчаными отложениями. На ее южной части, обращенной к Селенге, располагаются параллельные друг другу дефляционные ложбины и навейные песчаные гряды. Глубина ложбин 1—3 м.

Такие же холмы, с округленными вершинами из гранита и гранито-гнейса (остатки высоких террасовидных ступеней и террас), и высокие береговые обрывы продолжают дальше к западу до д. Фофаново. В двух километрах восточнее д. Фофаново лежащая в пониженной среди холмов террасовидная ступень обрывается к Селенге уступом высотой 38—40 м. Ниже ее бровки располагается эрозионная ступень высотой 25 м, а на высоте 18 м над Селенгой — висячее устье довольно широкой ложины, вложенной в верхнюю ступень. Последняя сложена параллельно-слоистыми пылеватыми песками, покрытыми толщей в 1,5 м неслоистых облессованных песков.

На верхней ступени широко распространены покрытые растительностью короткие песчаные холмы высотой в 1—3 м. Несколько западнее этого участка хорошо выражена песчаная терраса высотой 15—20 м, с гранитным цоколем на высоте 10 м над Селенгой (табл. 14,

образец 347). Отложения этой террасы хорошо сортированы, мелкозернисты с остроугольной пылью, образовавшейся при выветривании песка. Отложения 40-метровой ступени крупнозернистые, пыли в них меньше (образец 344). Зерна песка обоих образцов окатаны хорошо и средне, а в образце 244 встречаются и плохоокатанные. Элювий гранита (образцы 3406 и 3466) от покровных песков резко отличается размером и формой частиц, несортированностью и цветом. Он светло-коричневого цвета, зерна не окатаны, но есть и округленные. Это — рассыпавшаяся выветрившаяся порода, пыль представлена осколками зерен, а глина отсутствует.

У д. Фофаново, на западном конце холмистого участка, высота террасовидной ступени достигает 59 м над Селенгой. Она сложена песком (высота скального цоколя больше 30 м). Песок неслоистый или с едва заметной слоистостью. Он не сортирован, состоит из мелких плохо окатанных зерен, пылеватый и без глины.

У южной окраины д. Фофаново к останцу высокой террасовидной ступени подходит пологая песчаная равнина высотой 25 м. Ее западная часть представляет четвертую надпойменную террасу Селенги, так называемую фофановскую по Н.В. Думитрашко, перекрытую золово-пролювиальными и золовыми отложениями. На террасу со склона скального останца спускается шлейф из слоистых мелкозернистых песчаных ливневых наносов. Бровка террасы расчленена оврагами, и над нею возвышаются заросшие дюны высотой в 2—5 м.

Отложения фофановской террасы и других террасовидных ступеней выше третьей террасы Селенги по составу и строению подобны заведомо золовым и золово-пролювиальным отложениям описываемого участка и района дельты Селенги. Такие пески покрывают ал-

Р и с. 34. Типы и формы рельефа правобережья Селенги на участке Никольское — Фофаново

1 — первая надпойменная терраса; 2 — то же, вторая; 3 — то же, третья; 4 — то же, четвертая; 5 — конусы выноса; 6 — золовые продольные ветру гряды и дюны, навешанные на участках разного генезиса; 7 — дефляционные котловины; 8 — сквозная долина вдоль новейших разломов; 9 — эрозионно-денудационные и денудационные холмисто-грядовые возвышенности; 10 — то же, низкие горы, сглаженные; 11 — то же, резко расчлененные; 12 — водораздельные гребни, сглаженные; 13 — то же, расчлененные; 14 — уступы; 15 — бровки террас; 16 — эрозионные и дефляционные "сухие долины"; 17 — границы: а — четкие, б — нечеткие. $T_{ал}^п$, $T_{ал}^{вп}$ — пойма и высокая пойма; $T_{ал}^4$, $T_{ал}^5$ (T^5) — предполагаемые четвертая, пятая — шестая эрозионные террасы Селенги. Равнинные участки: $P_{ал}$ — аллювиальные; $P_{оз}$ — озерные; $P_{об}$ — озерно-болотные; $P_э$ — холмисто-грядовые и волнистые золовые; $P_{зпр}^1$, $P_{зпр}^2$, $P_{зпр}^3$, $P_{зпр}^4$ — золово-пролювиальные, соответствующие первой — второй, третьей — четвертой, четвертой — пятой и пятой — шестой надпойменным террасам; $P_{пр}^п$, $P_{пр}$ — пролювиальные, соответствующие пойме и первой — второй надпойменным террасам; $P_{цпр}^4$ — цокольно-пролювиальные, соответствующие пятой — шестой террасам Селенги; $P_{дпр}$ — делювиально-пролювиальные; $P_{дн}$ — денудационные

Гранулометрический состав отложений террасовидных ступеней правобережья Селенги

Образец	Состав и место отбора	Размер частиц, мм:		
		> 2,0	2,0—1,0	
347	Песок 15—20-метровой террасы, в 2—2,5 км восточнее д. Фофаново (1,5 м над гранитным цоколем)	—	—	
344	Песок 40-метровой террасовидной ступени, у д. Фофаново (глубина 110—120 см)	Нет данных		
340б	Элювий гранита 85-метровой террасовидной ступени, в 0,5 км от вершины 564,0 м западнее д. Никольское (глубина 145 см)	4,90	17,30	
346б	Элювий гранита террасовидной ступени останца 523,4 м, восточнее д. Фофаново (50 м над Селенгой)	Нет данных		

* Фракции > 0,25 не разделялись.

лювий четвертой террасы Селенги, развиты на предполагаемой пятой террасе в 38—42 м, слагают эрозионные уступы на высоте 45—60 м и площадки террасовидных ступеней высотой 60—75 м над Селенгой.

Одинаковый состав песчаных отложений кабанской, кударинской и фофановской "террас" отмечала также В.Г. Гербова (1959), но считала их ступенями единой второй байкальской террасы, поднятой по разломам на разную высоту в результате неотектонических движений. Нами установлено, что эти пески не являются озерными Байкала, так как отличаются от них по составу, слоистости и окатанности зерен; кроме того, в них нет остатков озерной фауны. Кабанская терраса на самом деле является второй террасой Селенги, а кударинская, по В.Г. Гербовой, — подрезанной Селенгой наклонной подгорной равниной, сложенной золово-пролювиальными и золовыми отложениями, местами захоронившими отложения локальных третьей и четвертой террас Селенги. Третья же, фофановская, ступень является местным неотектоническим, возможно, сейсмо-тектоническим поднятием — узким горстом. Однако большая часть имеющихся на ней песков, по-видимому, навеена позже, после воздымания глыбы. Фофановская озерная терраса в действительности не существует.

При сравнении состава и строения заведомо золовых, золово-пролювиальных и речных отложений с отложениями террас и террасовидных ступеней выше третьей террасы Селенги выяснилось, что они одинаковы. В нижнем течении Селенги, при выходе ее из ущелья в Хамар-Дабане, настоящими речными оказались первая (3—4 м), вторая (7—11 м) и третья (13,5—20,0 м) надпойменные террасы, сложенные аллювием, обычно галечниковым.

(участок Никольское-Фофаново)

содержание фракций, %						
	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,5—0,01	< 0,01
Следы		1,20	17,20	59,20	16,70	5,70
Нет данных		1,80*	40,30	33,90	11,90	12,10
	14,85	17,80	22,50	12,55	4,85	5,25
Нет данных		64,50*	22,20	6,50	2,90	3,90

Таким образом, тонкослоистые, равномерные, преимущественно мелко- и среднезернистые пески и супеси, в различной степени сортированные и с зернами разной окатанности, широко распространены в бассейне нижнего течения Селенги. Они образовались в первую очередь из продуктов разрушения гранитов и гранито-гнейсов, распадающихся при выветривании в дресву и песок и дающих элювий и делювий. Эти отложения подвергались переотложению потоками дождевых и талых снеговых вод, временными и постоянными водотоками, а также содержат некоторое количество перевеянного материала. Так возникли обширные песчаные левобережные подгорные пролювиальные шлейфы—полого наклоненные равнинные участки со слабо выраженными золовыми формами рельефа или без них, а также значительные массивы навеенных песков с дюнами и барханами. Последние лежат южнее, юго-восточнее или восточнее долин крупных рек — Чикоя, Хилка, Селенги и берегов Байкала той же экспозиции. Наиболее крупные песчаные массивы возникли против субмеридиональных сужений долин этих рек — ущелий, по которым периодически дуют сильные северные ветры. С этими же ветрами связаны и небольшие массивы навеенных песков на западных берегах меридиональных участков долин Селенги, Чикоя и Хилка. Эти пески возникли в результате развеивания речных отмелей и обрывистых склонов долин. Супесчаные же подгорные шлейфы, например в окрестностях с. Никольское Мухоршибирского района, несомненно, представляют делювиально-пролювиальные образования, сложенные тонко- и параллельно-слоистыми сравнительно мелкозернистыми отложениями с тонкими прослоями мелкого щебня и дресвы.

МЕЛКООБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ПОДЗОНЫ

В котловинах Байкальского станового нагорья, как и в Забайкалье, широко распространены мощные толщи четвертичных песков и супесей спорного генезиса. Эти пески слагают террасовидные ступени на дне котловин — так называемые куйтуны. Они распространены в Баргузинском, Байкальском, Верхнеангарском, Тункинском межгорных понижениях, а также в Муйской и Чарской котловинах. Наиболее хорошо эти образования изучены в Баргузинском и Тункинском межгорных понижениях.

Куйтуны и предполагаемая ингрессия Байкала в Баргузинское межгорное понижение

Очень широко распространенные в Баргузинской котловине песчаные и супесчаные отложения сосредоточены в основном восточнее Баргузина и образуют здесь широкую полосу куйтунов — повышенных равнин, ограниченных эрозионными уступами. Песчаные отложения есть и на западном берегу Баргузина — у подножия Баргузинского хребта, где они слагают более пологие части конусов выноса и наземные дельты, образованные из аллювиально-пролювиальных и флювиогляциальных отложений.

На полого-волнистой, местами полого-увалистой поверхности куйтунов широко распространены древние золотые формы рельефа, кое-где встречаются и развеваемые пески. Для куйтунов характерны длинные почти параллельные золотые гряды, часто с замкнутыми котловинами между ними, вытянутые в северо-восточном, а в северной части Баргузинской котловины — в субширотном направлениях. В северной части Баргузинского межгорного понижения поверхность куйтунов покрыта сосновым лесом, поэтому их условно можно называть Лесными Куйтунами. В средней части котловины куйтуны в основном безлесны. Здесь находятся Верхний и Нижний Куйтуны, а на юге так называемый Сувинский Куйтун.

Происхождение отложений песчаных массивов Баргузинской котловины спорно. На основании распространения тонкослоистых с почти горизонтальной слоистостью мелкозернистых и разномерных песков, часто сравнительно хорошо сортированных, их считали озерными, межледниковыми.

Еще в конце прошлого столетия П.А. Кропоткин (1875) полагал, что стекавшие с гор воды в Баргузинской котловине раньше образовывали цепь озер, а покрывающие ее дно щебень и горько-соленые озера представляют остатки залива Байкало-Селенгинского моря (юрского?). Наличие сужения (Шаманского порога) южнее Баргузинской котловины позволило И.Д. Черскому, В.К. Котульскому и Н.А. Логачеву предполагать существование в Баргузинской котловине озера, впоследствии прорвавшего порог и стекавшего в Байкал, или же наличие здесь залива последнего озера, перегородженного поднявшимися

горами, которые были прорваны затем озерными водами. И.Д. Черский (1886б) считал, что наличие залива доказывается озерными отложениями, найденными ниже и выше по течению от Шаманского порога, и следами высокого стояния вод Байкала на его берегах.

В.К. Котульский полагал, что Верхний и Нижний Куйтуны являются дельтами рек Гарга, Аргада, Улан-Бурга и особенно Баргузина, впадавших в существовавшее здесь раньше озеро, на что указывают озерные слоистые отложения куйтунов. М.Ф. Короткий (1912) присоединялся к этому мнению на основании наличия в южной части Баргузинской котловины неслоистых гравелистых и крупнозернистых и отсутствия слоистых мелкозернистых песков. Он отмечал более крупнозернистый состав отложений Верхнего Куйтуна по сравнению с Нижним Куйтуном, свидетельствующий о речном происхождении нижней части отложений этих массивов. Пески верхнего горизонта он считал эоловыми. В них, по наблюдениям М.Ф. Короткого, совершенно четко выражено чередование слоев более крупного песка со слоями более мелкого, причем слои, особенно крупнозернистые, имеют волнистый характер. Эта волнистость образуется за счет неглубоких карманов, занятых крупным песком, между которыми выдаются вверх в виде дуги слои более мелкого песка. Такое строение отложений дает основание предполагать, что верхние части этих наносов обязаны своим происхождением деятельности ветров, так как оно вполне согласуется с характером образования дюн: на поверхности навееваемых холмов всегда имеется рябь, где в западинках помещаются более крупные зерна (Короткий, 1912). М.Ф. Короткий отмечал, что современные "надуваемые" пески в разрезах имеют совершенно такое же строение и что характер рельефа Нижнего Куйтуна также подтверждает его более позднее дюнное происхождение. Он писал, что повышенные части рельефа имеют довольно различный характер и вид, однако в большинстве случаев преобладают мягкие гребневидные формы, вытянутые с юго-запада на север-северо-восток, или в близких к этому направлениях. Это обстоятельство объясняется господствующими здесь сильными юго-западными и западными ветрами. Наблюдения над происходящими сейчас процессами надувания в нескольких местах по окраинам Нижнего Куйтуна подтвердили это соображение — все современные песчаные гребни вытянуты в том же направлении. М.Ф. Короткий приводит в своей работе данные наблюдений Баргузинской метеорологической станции, подтверждающие его полевые наблюдения.

В.В. Ламакин (1954, 1963а и 1968) предполагал, что в межледниковое время воды Байкала ингрессировали в Баргузинскую котловину в результате временного тектонического опускания Забайкалья, при этом Баргузинское озеро соединялось с Баунтовским озером. Об этом, по его мнению, свидетельствуют мощные слоистые пески куйтунов в долине р. Улан-Бурга и на перевале в долину р. Керафтит, притока р. Аргада, на высоте 350 м над Баргузином. Столь высокое положение песков, постепенное погружение под современный аллювий древних террас рек Ина, Улан-Бурга, Уро и других свидетельствуют, по его мнению, о сводовом поднятии Икатского хребта во время и после

межледниковья. Он также считал, что платообразные куйтуны сформировались в результате сводообразного вспучивания межледниковых озерных отложений и береговых линий. По мнению В.В. Ламакина (1963а), межледниковый возраст этих отложений доказывается составом пыльцы степных растений и их промежуточным положением по отношению к моренам предполагаемого предпоследнего и последнего оледенений. Основываясь на данных буровых скважин и результатах анализов, Н.А. Логачев (1958а) считал часть песков куйтунов флювиогляциальными и озерно-ледниковыми, на что указывают остатки диатомовых водорослей и угнетенных моллюсков, и отчасти — верхний горизонт — золовыми. Для этих песков наиболее характерны слоистости параллельная и "потоков". Внутри параллельных серий наблюдаются элементы косой и волнистой слоистости. Слоистость обычно тонкая, границы слоев часто очень прямые. Под волнистой слоистостью мелкие волны симметричны и асимметричны в поперечнике, а их гребни вытянуты в разных направлениях. Мощность горизонтальных серий 3—10 м, наклонных — 2—5 м. В одном месте в высоком обрыве Верхнего Куйтуна над Аргодой наблюдается слоистость "потоков" с очень мощными (до 25 м) косонаклоненными пачками слоев ($\angle 10-35^\circ$), при мощности горизонтальных пачек в 5—10 м. При этом преобладает уклон к юго-западу, а тип слоистости близок к слоистости дельт.

Наши полевые наблюдения подтвердили золотое происхождение поверхностных отложений куйтунов. В целях выяснения происхождения песчаных отложений более глубоких частей Нижнего и Верхнего Куйтунов мы изучали естественные обнажения, обращенные к Баргузину, Аргаде и Гарге. Кроме того, нами по нескольким профилям, пересекающим куйтуны в разных направлениях, были выкопаны и описаны шурфы, а из них отобраны образцы для анализа.

Лесной Куйтун. Его поверхность полого поднимается к горам и сложена слившимися конусами выноса и наземными дельтами рек и ручьев, в долины которых он заходит языками. Эти реки и ручьи глубоко врезались в Лесной Куйтун и образуют довольно широкие, местами глубокие, крутосклонные террасированные долины. В верховьях этих рек и ручьев нет следов ледниковой деятельности, что исключает флювиогляциальное происхождение песков и супесей этого куйтуна. На поверхность конусов выноса и наземных дельт наложены древние дюны, мощность отложений которых доходит до первых десятков метров. Навеяны дюны со стороны Баргузина. Их слагает однородный тонкозернистый пылеватый песок со слабо выраженной косой слоистостью. Плоские гряды южнее р. Шелбонги имеют параллельную слоистость (азимут СВ $70-80^\circ$) и линзы крупного песка среди мелко- и среднезернистого. Зерна полевых шпатов и кварца обычно хорошо окатаны и обладают матовой поверхностью. У подножия гор (водораздел Гарга — Буйсхен) золовые тонкослоистые пески становятся более тонкозернистыми и пылеватыми, включают отдельные зерна среднезернистого песка и линзочки сортированного средне- и тонкозернистого песка. Золовые пески очень отличаются от подстилающих элювиальных песков — несортированных, сильно пылеватых, глини-

стых, с дресвой, а также от песков древних конусов выноса, имеющих менее однородный тонкозернистый состав, часто несортированных, с включением линз крупного и среднего песка с неокатанными зернами

Верхний Куйтун. Располагается на междуречье Гарги и Аргады и несет древние золотые аккумулятивные формы рельефа, образовавшиеся на поверхности более древних, тоже песчаных, отложений. Эти формы представлены параллельными ступенчатыми грядами и ложбинами с замкнутыми котловинами, вытянутыми в северо-восточном направлении. Подвижные барханы с котловинами выдувания лежат у подножия северо-западного склона Верхнего Куйтуна, активные же береговые дюны и развеваемые пески есть на юго-западном конце Куйтуна, на всем правобережном обрыве долины Аргады и выше его. Южная из древних береговых дюн сложена грубослоистыми гравелистыми грубозернистыми песками, с небольшой примесью мелкозернистых. Зерна кварца окатаны средне и хорошо, розового полевого шпата и роговой обманки мало. Эти пески перекрыты менее сортированными и более тонкозернистыми золотыми песками. Золотые гряды северо-западного склона куйтуна сложены чередующимися слоями (1,0—2,0 см) лишенного пыли песка. По мере удаления от Баргузина поверхность куйтуна сглаживается, а пески становятся мелкозернистее и менее сортированными.

В табл. 15 и на рис. 35 приведены результаты механических анализов песков юго-западного конца Верхнего Куйтуна, взятых по профилю от поймы Баргузина до высшей точки этого конца, возвышающегося на 180 м над Аргадой. Здесь распространены явно золотые формы рельефа, отложения которых сравнительно хорошо сортированы (образцы 4386, 445). Отложения дюны (образец 445) имеют четко выраженную слоистость. Они представлены размерными крупно- и среднезернистыми песками, зерна среднезернистого песка окатаны средне и плохо, крупного — хорошо (рис. 36). Мелкие зерна окатаны плохо и неокатаны, угловатые. Мелкая пыль отсутствует. Кроме обычных полевого шпата и кварца, песок содержит слюду и темноцветные минералы, в том числе и роговую обманку.

Эта дюна образовалась из песка, принесенного из долины Аргады, где существуют активные дюны, поднимающиеся наискось по крутому склону долины. М.Ф. Короткий (1912) писал, что по самой окраине куйтуна, вдоль Аргады, возвышается вал, насыпанный из нанесенного песка. Этот вал на значительном протяжении задернован, и лишь местами ближайшая к реке часть его совершенно обнажена и представлена голыми дюнами, располагающимися в один ряд вдоль обрыва куйтуна. Отложения другой золотой формы рельефа — вала, находящегося в нижней части противоположного склона юго-западного окончания Верхнего Куйтуна, представлены более мелкозернистым песком без пыли (см. рис. 36А, образец 4386). Наблюдается чередование слоев (1—2,5 см) из мелкого, среднего или крупного песка, наклоненных к Баргузину под углом 5—6°. Эти отложения возникли, вероятно, за счет принесенного ветром переветренного материала наземной дельты Аргады (точнее ее рукава — р. Хасхал).

Таблица 15

Гранулометрический состав отложений Верхнего и Нижнего Куйтунов в Баргузинской

Образец	Генезис, форма рельефа и место отбора	Размер частиц, мм;		
		> 2,0	2,0—1,0	
Верхний Куйтун (поперечник с. Хасхал — высота 692 м)				
4386	Эоловый вал, нижняя часть склона к Баргузину	—	—	
440	Эоловый вал, нижняя часть склона к Баргузину	—	13,05	
441	Эоловый вал на 85-метровой ступени	—	1,25	
443	Плоская эоловая ступень	0,10	28,65	
444	Вершина эолового гребешка	0,10	7,20	
445	Дюна на восточном склоне водораздельных высот (692 м)	—	0,60	
456	60-метровая терраса Гарги	—	17,00	
Нижний Куйтун				
429	Делювий, хр. Икатский, вершины 831 м (с поверхности)	38,30	24,30	
430	Эолово-пролювиальный шлейф, хр. Икатский, вершина 831 м (глубина 210—220 см)	1,00	29,85	
431	Главный водораздел (Баргузин-Улан-Бурга), северо-восточнее стана (глубина 430 см)	—	—	
621	Центральная часть главного водораздела, высота 570 м (глубина 122 — 126 см)	—	—	
620	Центральная часть главного водораздела, в 5 км восток-северо-восточнее Боксикентской переправы (глубина 215—230 см)	—	—	
432	Центральная часть главного водораздела, в 10 км севернее с. Боргом, высота 630 м (глубина 510 см)	—	—	
4336	Обрыв Баргузина у Боксикентской переправы (глубина 8 м)	—	0,30	

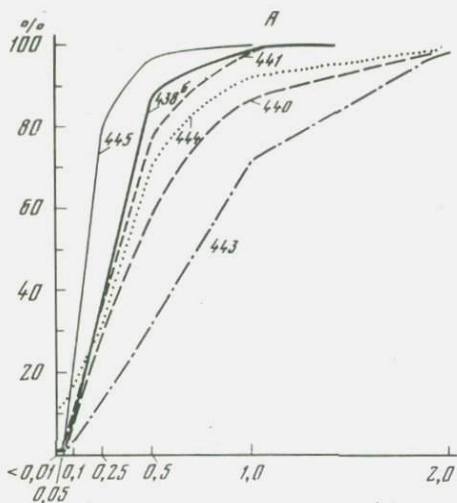
Несравненно хуже сортированы отложения вдоль того же профиля, но на более высоких ступенях (см. табл. 15, образцы 440, 441). Из них более мелкозернистые отложения окатаны средне и плохо, содержат много угловатых зерен, чешуйки слюды и темноокрашенные минералы. Происхождение этих отложений не ясно, но, возможно, они образованы Аргадой и переработаны в той или иной степени ветром, создавшим здесь эоловые формы рельефа. Более сортирован грубослоистый крупнозернистый гравелистый песок с небольшой примесью пыли (образец 443). Зерна этого песка окатаны хорошо и средне, много темноцветных минералов (см. рис. 36,Б). От него отличается

котловине

содержание фракций, %						
	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	< 0,01
Верхний Куйтун (поперечник с. Хасхал — высота 692 м)						
2,00	18,00	62,00	16,20	1,40	0,40	
28,30	28,15	20,95	8,35	0,65	0,55	
18,05	42,95	25,30	10,65	0,35	1,45	
41,30	16,45	10,40	2,80	0,05	0,25	
20,80	40,30	13,90	6,30	0,40	11,00	
11,50	52,10	28,50	6,40	0,20	0,70	
15,00	20,00	30,00	14,80	2,40	0,80	
Нижний Куйтун						
7,75	15,85	6,55	3,50	1,85	1,90	
23,65	12,00	17,00	14,10	0,80	1,60	
10,00	21,40	41,00	18,80	2,00	6,80	
—	20,20	18,00	50,90	5,50	5,40	
—	4,80	37,60	54,50	1,60	1,50	
0,40	2,40	31,00	54,60	3,40	8,20	
0,20	6,00	20,10	52,80	15,80	4,80	

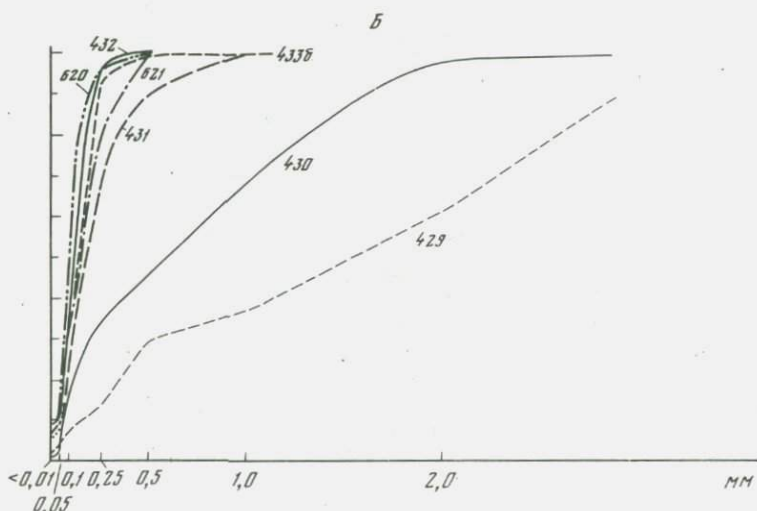
менее сортированный и более тонкозернистый эоловый песок, слагающий самую верхнюю часть — гребешок юго-западного окончания Верхнего Куйтуна (образец 444). Зерна этого песка, в отличие от других образцов, облеплены мелкой пылью. Они окатаны и неокатаны (см. рис. 36,В). Описанные отложения, таким образом, сильно отличаются от несомненно эоловых, но возможно, что в самой высокой части юго-западного конца Верхнего Куйтуна отложения древней наземной дельты Аргады и Гарги покрыты мощной толщей навейного песка.

Верхний Куйтун окаймлен береговыми обрывами. Вдоль его обрывистого северного края протягиваются террасы Гарги высотой 15,

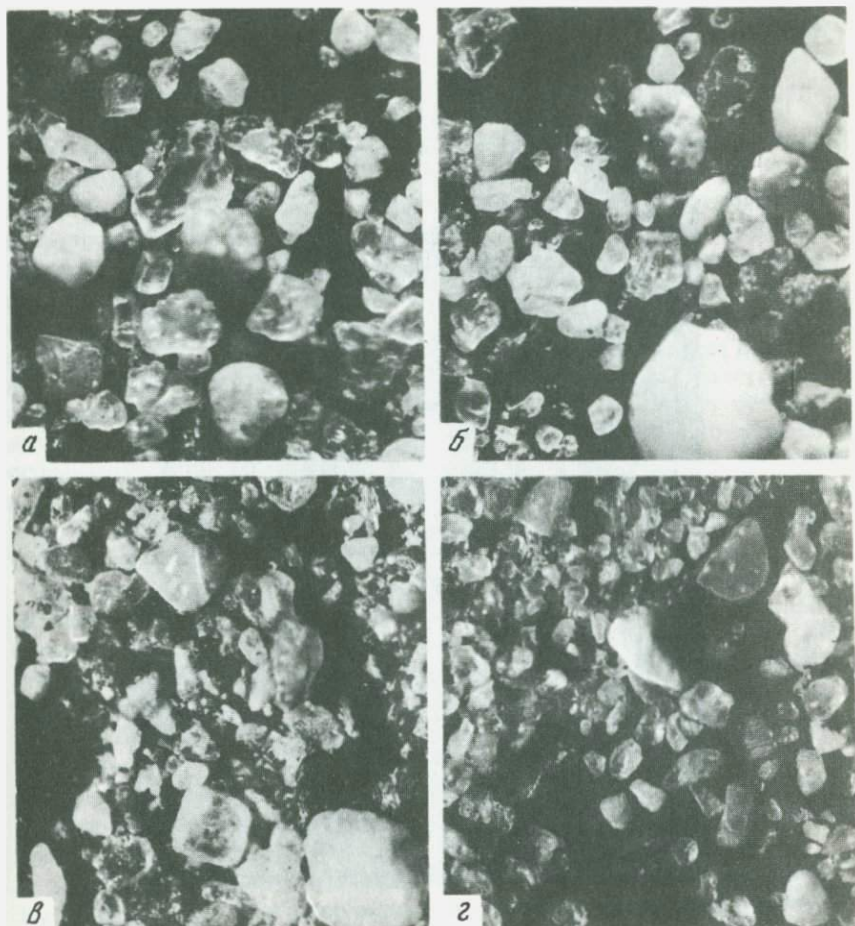


Р и с. 35. Гранулометрический состав отложений Баргузинской котловины

А — Верхний Куйтун: 438₆ — золовый вал; 440 — то же; 441 — то же, на 85-метровой ступени; 443 — золовая ступень на вершине; 444 — там же, гребешок дюны; 445 — дюна. Б — Нижний Куйтун, профиль, вершина 831 — Боксикентская переправа; 429 — делювий Икатского хребта; 430 — там же, золово-пролювиальный шлейф; 431 — главный водораздел Баргузин — Улан-Бурга; 621 — то же, центральная часть; 620 — то же, в 5 км от Боксикентской переправы; 432 — то же, в 10 км севернее с. Боргом; 433₆ — обрыв к Баргузину



35, 60 и 100 м над рекой (рис. 37). Последние две террасы (60- и 100-метровая) прослеживаются далеко вниз по течению реки. Верхняя терраса сильно разрушена и замаскирована дюнами и котловинами выдувания. Поверхность Верхнего Куйтуна поднимается выше террас и как бы выходит из ущелья Гарги. В этом ущелье, в 7 км выше его устья, на правом берегу, есть речные террасы, высотой 20 и 50 м, со скальными цоколями на высоте 10 и 40 м. Мощность аллювия на них соответственно составляет 4 и 10 м, а покровных тонкозернистых делювиальных песков — 18 и 38 м. Значительные размеры валунов на верхней террасе (длина 1,5 м и больше) и их состав указывают на местное происхождение. Сами террасы также являются локальными и связаны с поднимающимся по разломам восточным бортом Баргу-

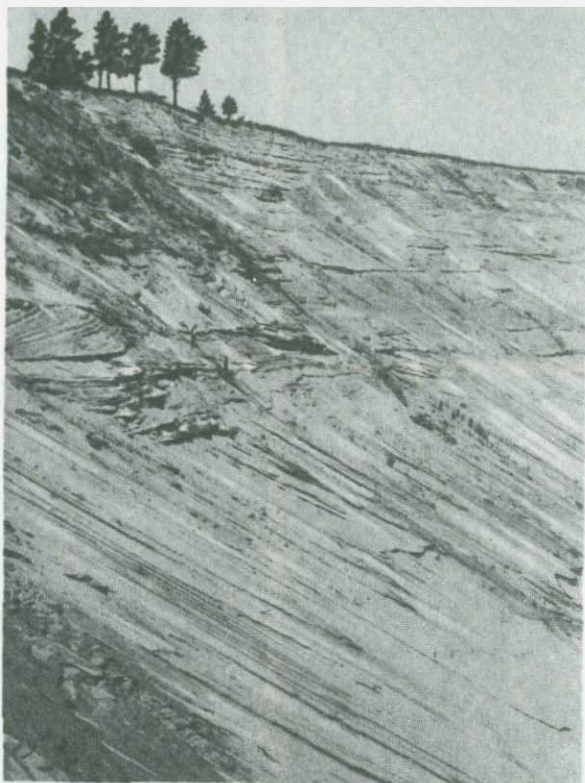


Р и с. 36. Микрофотография отложений Верхнего Куйтуна (x 50)

А — дюна на вершине, образец 445; Б — там же, золотая ступень, образец 443; В — гребешок дюны, образец 444; Г — золотой вал, образец 438_б

зинской впадины. Возможно, что аллювий этих и более низких галечниковых террас (высота 1,5 и 2,5–3,0 м) образовался из переложенной морены максимальной фазы позднеплейстоценового оледенения. На юго-восточном обрыве Верхнего Куйтуна высота верхней террасы Аргады достигает всего 55 м, а его наиболее высокая осевая часть возвышается над рекой на 125–135 м. По-видимому, осевая часть Верхнего Куйтуна древнее террас Гарги и Аргады.

Отложения древних наземных дельт Аргады и Гарги обнажаются в береговых обрывах. Они имеют хорошо выраженную слоистость и обычно плохо сортированы, чем сильно отличаются от отложений, слагающих с поверхности Верхний Куйтун и, в частности, его юго-запад-



Р и с. 37. Обрыв 60-метровой левобережной террасы Гарги

ное окончание. Так, например, на левом берегу Гарги, ниже с. Тунген, 60-метровая терраса сложена, несомненно, речным косослоистым тонкозернистым пылеватым песком, с прослоями среднезернистого (см. табл. 15, образец 458). По мнению Н.А. Логачева (1958а), наблюдаемая здесь типичная перекрестная слоистость свойственна флювиогляциальным отложениям безрусельных потоков, мигрирующих в разных направлениях. Мы полагаем, что ничтожное содержание фракции $< 0,01$ мм позволяет сомневаться в флювиогляциальном происхождении этих отложений, особенно из-за того, что в верховьях Гарги отмечены лишь незначительные следы древнего оледенения. Эти аллювиальные отложения покрыты золовыми.

Таким образом, небольшой подгорный участок Верхнего Куйтуна сложен неслоистым тонокзернистым пылеватым делювиально-пролювиальным песком с совершенно неокатанными зернами. Остальная,

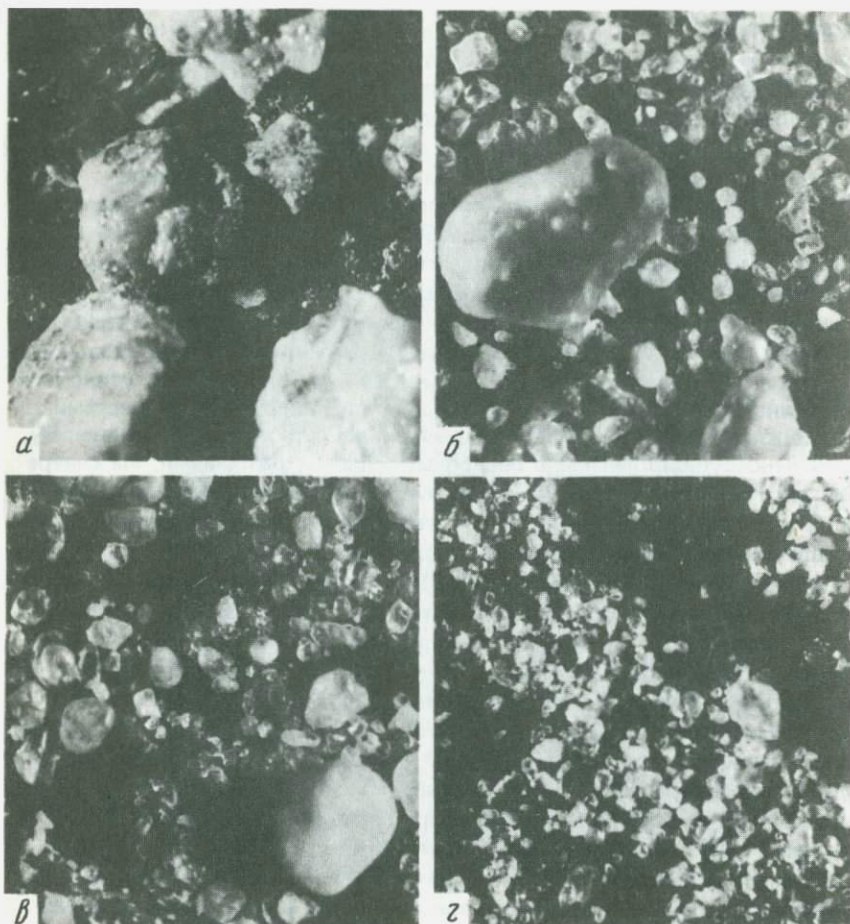
преобладающая, часть Верхнего Куйтуна с поверхности покрыта древними золовыми песками, частично размытыми дождями и расчлененными балками. Северный и юго-восточный края Верхнего Куйтуна сложены древним аллювием Гарги и Аргады.

Н и ж н и й К у й т у н. Высокая песчаная равнина Нижнего Куйтуна занимает междуречье Аргады и Улан-Бурги, повышающееся к востоку от 10 до 350 м над Баргузином. Здесь отчетливо различаются две плоские ступени, возвышающиеся над Баргузином на 85—90 м и 120 м. Они замаскированы с поверхности золовыми формами рельефа, местами значительно (на 20—30 м) увеличивающими высоту этой поверхности. Наиболее высок увал — продолжение отрога Икатского хребта. В отличие от Верхнего Куйтуна, у Нижнего Куйтуна скальное основание — перемычка между Северной и Южной Баргузинскими котловинами — близко подходит к дневной поверхности и местами возвышается в виде скал-останцов. Скальное основание, по-видимому, ограничено субширотными и северо-восточными разломами. На севере и западе Нижний Куйтун окаймлен высокими эрозионными уступами, а к югу спускается полого. Вдоль северного эрозионного уступа протягивается узкая полоса средних террас Аргады.

Древние золовые формы рельефа на Нижнем Куйтуне, как и на Верхнем, наиболее хорошо выражены в западной части, но местами сильно размыты. По направлению к подножию Икатского хребта они становятся менее выраженными в рельефе и особенно расплываются на подгорном делювиально-пролювиальном шлейфе. Дефляционные котловины Нижнего Куйтуна асимметричны и состоят из нескольких слившихся меньших котловин. Особенно интересны правобережные дюны долины Хара-Бурги, врезанной в поверхность Куйтуна на 15—20 м. Высота этих дюн достигает 40 м. Хорошо выражены золовые формы рельефа и на пологом южном склоне куйтуна.

Отложения Нижнего Куйтуна отличаются от отложений Верхнего Куйтуна большей мелкозернистостью. Наиболее интересным пересечением Нижнего Куйтуна оказался профиль, проходящий через его более повышенную и ровную водораздельную часть, от вершины 831,0 м на отроге Икатского хребта (междуречье Улан-Бурги и Аргады) к Боксикентской переправе на Баргузине. Здесь из шурфов были взяты образцы делювия со склона отрога, золово-пролювиальных отложений у его подножия и различные отложения собственно Нижнего Куйтуна.

По гранулометрическому составу и форме зерен эти отложения принадлежат к четырем группам (см. табл. 15, рис. 35,Б). Образец 429 из делювия отрога Икатского хребта представляет несортированный грубообломочный супесчаный дресвянистый материал с мелкой щебенкой (рис. 38). Зерна этих отложений имеют острые ребра и углы (см. рис. 38,А). Отложения неслоистые. От делювия существенно отличаются наносы, покрывающие подножие гор, например под вершиной 831,0 м. Здесь под почвой залегают тонкослоистые разномерные пески с линзами крупнозернистого, причем слои образовались из разных фаций песка. Слои наклонены вниз по склону, мощность слоев составляет 1—5 см. Зерна песка, особенно крупного,



Р и с. 38. Микрофотография отложений Нижнего Куйтуна по профилю вершина 831 м — Боксикентская переправа

А — делювий Икатского хребта, образец 429 ($\times 10$); Б — золово-пролювиальный шлейф, образец 430 ($\times 50$); В — водораздел Баргузин — Улан-Бурга, образец 431 ($\times 50$); Г — то же, в 10 км севернее с. Боргом, образец 432 ($\times 20$)

имеют округлую форму и окатаны средне и хорошо (см. рис. 38,Б, образец 430). Этот песок, по-видимому, является золово-пролювиальным.

Значительно лучше сортированы и более мелкозернисты пески с главного водораздела Баргузин — Улан-Бурга, обнаруженные северовосточнее ранее расположенного здесь полевого стана. Эти пески тонкослоистые и мелкозернистые. Их зерна в разной степени окатаны, неокатанных зерен мало. Они состоят из полевого шпата, кварца, темноокрашенных и других минералов и содержат чешуйки слюды (см. рис. 38,В, образец 431). Описанный образец взят из шурфа, выкопан-

ного на поверхности узкой ступени, ограниченной заросшими прямолинейными дефляционными уступами. Судя по этому, а также по характеру слоистости, сортированности и окатанности зерен, эти отложения образовались из переработанного ветром песка, возможно, размытого и переотложенного дождевыми водами.

Наиболее высокой является средняя террасовидная часть Нижнего Куйтуна, наклоненная к юг-юго-западу. Она лишена дюн и сложена аллювием Аргады — почти горизонтальными тонкослоистыми разномерными песками, с редкими слойками или линзами гравия и крупного песка. Крупные и средние зерна песка окатаны хорошо, мелкие и пыль — плохо или не окатаны (см. рис. 38, Г, образец 432). Эти отложения состоят из ортоклаза, кварца и сравнительно большого количества зерен темноокрашенных минералов — слюды, роговой обманки и др. Слойки образованы более крупнозернистой ортоклаз-кварцевой и мелкозернистой — слюдистой фракциями. В слюдистой фракции сравнительно много слюды, роговой обманки и других темноокрашенных минералов; материал окатан плохо, много игольчатых зерен. В образце 620 чешуйки слюды значительно крупнее, чем в образце 621.

От песков средней части Нижнего Куйтуна отличаются пески, вероятно, Баргузина, слагающие его западный край у Боксикентской переправы. Это — мелкозернистый пылеватый песок со сравнительно плохо различимой слоистостью, местами с прослоями среднезернистого песка и зернами крупного (образец 433б). Зерна фракции 0,25—0,10 мм окатаны в основном средне и плохо, есть хорошо окатанные и много неокатанных зерен. Во фракции 0,10—0,05 мм большая часть зерен не окатана, единичные зерна окатаны хорошо, много удлинённых и угловатых зерен. Такие же отложения слагают обрыв куйтуна (высотой 33—35 м) к Баргузину и севернее Боксикентской переправы, где хорошо видна слоистость, параллельная поверхности воды в реке (но не горизонтальная), ошибочно принимаемая иногда за озерную слоистость. Эти отложения имеют ритмичную слоистость и сложены несортированными разнозернистыми пылеватыми песками и глинами. Они покрыты толщей золых песков разной мощности, хорошо сортированных, с тонкой слоистостью, мелкозернистых со слойками крупного песка.

В юго-восточной, полого понижающейся к югу части Нижнего Куйтуна, севернее Улан-Бурги, имеются плоские песчаные увалы и параллельные им балки, впадающие в Улан-Бургу, вытянутые в северо-восточном направлении, параллельно крыльям параболических дюн и дефляционным уступам соседних участков. Несомненно, что склоны этих балок представляют расплывшиеся под воздействием атмосферных осадков древние дефляционные уступы, а сами балки образовались в результате взаимодействия периодически текшей по их дну воды и ветра, образовавшего узкие дефляционные котловины. Особенно хорошо эти формы рельефа выражены в долине Улан-Бурги и ниже, около ее устья. Более восточные ложбины активны и в настоящее время. Они начинаются от развевающихся песков на наземной дельте Улан-Бурги. Эти пески, несомненно, возникли при развеивании аллювия. Сами увалы сложены крупнозернистым песком,

который по гранулометрическому составу внешне похож на озерные береговые отложения и одновременно на золовые, например, современной дюны на берегу сухой речки (Хара-Бурга?) Нижнего Куйтуна (см. табл. 8, рис. 23, 24, образец 552_а¹). По форме зерен эти отложения сходны с отложениями дюны и отличаются от береговых и прибрежных озерных отложений. Кроме того, следует отметить, что эти отложения имеют слоистость, параллельную поверхности увалов, которая полого наклонена под острым углом к Улан-Бурге. Все это свидетельствует о том, что увалы к северу от Улан-Бурги являются древними золовыми аккумулятивными образованиями, окаймленными дефляционными уступами.

Изложенное выше позволяет считать, что песчаные отложения Нижнего Куйтуна обязаны своим происхождением нескольким агентам. Основная толща этих песков сложена аллювиально-пролювиальными отложениями Аргады, образовавшей свою дельту и отчасти Баргузина. Эта дельта поднята над Баргузином на 120 м в результате дифференцированных новейших тектонических движений. С поверхности она на значительной площади переработана ветром, на востоке окаймлена подгорным шлейфом из золово- и делювиально-пролювиальных отложений, а на северо-западе узкой ступенью (высота 85–90 м) — более молодой наземной дельтой Аргады, с причлененными еще более низкими и узкими террасами ее и Баргузина. Связь этих террас с моренами не установлена. По своему положению они, несомненно, древнее позднеплейстоценового оледенения, от которого в верховьях некоторых долин сохранились размытые морены и низкие речные террасы. Следы более древнего оледенения не обнаружены. Поэтому вопрос о флювиогляциальном происхождении отложений куйтунов не решен. Более вероятно их аллювиально-пролювиальное происхождение и совершенно исключено — озерное.

У л а н - Б у р г а. Присутствие в широкой долине — грабене Улан-Бурги мощной толщи песков до последнего времени служило доказательством прошлой озерной связи между Баргузинской и Баунтовской котловинами, якобы существовавшей в межледниковый период, между максимальным и постмаксимальным оледенениями, и значительного (13 м на 1 км) новейшего сводообразного воздымания Икатского хребта. При этом пески были подняты на водоразделе Улан-Бурга — Карафтит на 350 м над Баргузином (Ламакин, 1952б). Наши исследования показали, что эти пески имеют делювиальное или золовое происхождение. Делювиальные пески слагают подгорные шлейфы и образуются из рассыпавшихся в дресву и песок выветрившихся гранитных скал. Золовое происхождение части песков доказывается наличием образованных ими золовых форм рельефа — продольных низких уступов, валов, лощин, замкнутых котловин и других форм, присущих дюнам. Эти пески навеяны из Баргузинской котловины. Озерные отложения отсутствуют, а сама долина Улан-Бурги заложена вдоль узкого грабена, продолжающегося дальше к северо-востоку. Этот грабен параллелен таким же, но без песка, долинам-грабенам Жергаланта — Яссы-Неруган и Турокча — Джюккоша — Богунда.

Река Улан-Бурга, сместившись вправо, образовала свою долину с террасами, наиболее высокие из которых разрушены ветром. На более крутом правом берегу встречаются песчаные речные террасы высотой 1,0 и 7,5 м, и ступени высотой 14 м — в песке, 50 м — со скальным цоколем и 120 м — скальная. На 50 м поверхности у подножия гор имеются навешные песчаные гряды, вытянутые к северо-востоку (высота до 10 м) и местами развеваемые.

Отложения депрессии Жергаланты имеют делювиальное и речное происхождение (террасы — высотой 1,3 и 6 м, в устье долины — 1,0, 4,8, 7,0 и 10 м). Песчаные отложения и следы озерной деятельности в ней отсутствуют.

Сувинский Куйтун. Этот куйтун находится южнее Аргады (рис. 39). Он имеет полого-увалистый золовый рельеф с грядами-увалами высотой до 15–20 м, местами 30–40 м. Пески сильно разбиты, есть активные дюны и котловины выдувания. Растительность степная. Отложения Сувинского Куйтуна имеют однородную тонкую параллельную облегающую и выклинивающуюся слоистость. Местами встречаются слои с диагональными и мелковолнистыми слоями (угъл наклона 2–12°). Эти серые пески разномерные, преимущественно мелкозернистые, пылеватые, включают редкие линзы крупнозернистого песка. Слоистость обусловлена чередованием средне- и мелкозернистых слоев (толщина 0,5–10 мм). Пески состоят из полевого шпата, кварца, темноцветных минералов, в том числе роговой обманки, и содержат немного слюды. Зерна окатаны средне и плохо, есть угловатой и игольчатой формы, но с окатанными углами и ребрами. В этих песках обнаружены раковины наземных моллюсков, обитающих здесь и в настоящее время. Такой же состав и строение, как и описанные пески, имеют современные активные дюны Сувинского Куйтуна, но от них, несомненно, сильно отличаются озерные пески позднеплейстоценово-голоценового Баргузинского озера, занимавшего южную часть Баргузинской котловины (см. рис. 39).

В.В. Ламакин (1954) обратил внимание на облегающий характер слоистости песков Сувинского Куйтуна, повторяющей его очертания. Он сделал вывод, что гряды на поверхности куйтуна являются первичными неровностями озерного дна, а сам куйтун представляет участок дна межледникового озера, уцелевший среди окружающих послеледниковых озер, болот и речных пойм и поднявшийся при недавнем тектоническом вспучивании с амплитудой не меньше 20–30 м. Озерный генезис песков Сувинского Куйтуна В.В. Ламакин доказывал, ссылаясь на их состав, характер слоистости, большое количество раковин моллюсков *Valvata aliena* West, обитающих в настоящее время в байкальских заливах и пресноводных озерах (Кожов, 1936). Мы считаем, что эти раковины залегают в золовых песках и, возможно, принесены ветром с периодически осушавшихся отмелей современных озер или плейстоцен-голоценового Баргузинского озера. Такой перенос возможен, так как раковинки маленькие (6–10 мм) и легкие. По нашим наблюдениям, обильное скопление тонкостенных раковин различных мелких моллюсков имеется в нижней части отложений

Сувинского Куйтуна, на высоте до 7 м над поймой. Они найдены в тонко-параллельнослоистом пылеватом песке, чередующимся со слоями (тоньше 2 мм) хорошо сортированной мелкой дресвы. Здесь чередуются пачки слоев почти горизонтально-слоистых и косослоистых, падающих к СВ 14° под углом до 35° . Эти отложения принадлежат, по-видимому, древнему озерному береговому валу. Выше (до 16 м и больше) в четкослоистых чередующихся средне- и мелкозернистых пылеватых золовых песках (мощность слоев 0,5–1,0 мм) с редкими линзами крупнозернистого песка встречаются только единичные обломки раковин.

Мы считаем, что весь Сувинский Куйтун и другие соседние песчаные острова сложены, за исключением цоколя, отложениями низкой озерной террасы, береговых валов и наваянными с юго-запада отложениями, но не являются тектоническими куполами.

Песчаные отложения и "озерный период" Тункинского межгорного понижения

В Тункинском межгорном понижении широко распространены тонкослоистые разнотернистые песчаные и супесчаные отложения, которые часто принимают за озерные. Они с небольшими перерывами прослеживаются вдоль всего южного края Тункинского межгорного понижения: от Туранской котловины на западе до Быстринской на востоке. Такие же песчаные отложения имеются и на северном, левом берегу Иркутта, где ими сложены урочище Сосновый Бор (Бадар) в Тункинской котловине, левобережная терраса Иркутта между Тункинской и Торской котловинами (Красный Яр у подножия Еловского плато) и в Хойто-гольской котловине (Белая гора). В этих же районах распространены и золовые формы рельефа: преимущественно закрепленные лесом дюны, дефляционные котловины и другие золовые образования.

Длинные гряды — рога древних параболических дюн — вытянуты главным образом вдоль направления наиболее активных восточных или северо-восточных ветров. Западные или северо-западные концы гряд соединены короткими поперечными ветру грядами. Высота гряд

Р и с. 39. Сувинский Куйтун (А) и следы озерной деятельности в Баргузинской котловине

1 — озерные террасы; 2 — озерные береговые валы; 3 — дюны и продольные ветру гряды; 4 — дефляционные котловины; 5 — конусы выноса; 6 — сейсмо-тектонические уступы; 7 — уступы разного генезиса; 8 — эрозийные бровки; 9 — средние и низкие эрозийно-денудационные горы; 10 — денудационные и эрозийно-денудационные холмы и гряды; 11 — границы: а — четкие; б — нечеткие; 12 — высота поверхности воды в Баргузинском озере над современным уровнем воды р. Баргузин выше конуса выноса р. Гремячья. Р в — низинные участки; Р_з — золовые; Р_{оз} — озерные, Р_{об} — озерно-болотные; Р_{кд}^п, Р_{кд} — наземные дельты р. Ина, соответствующие пойме и первой надпойменной террасе; Р_{пр} — пролювиальные; Р_{дпр} — делювиально-пролювиальные; Р_{дн} — денудационные

обычно несколько метров, иногда больше. Дюны перекрывают одна другую и образуют скопления золотого песка и супеси, мощностью до десятков метров (в южной части Бадара не менее 60–70 м). Значительно меньше распространены одиночные дюны и барханы, часто соединенные в цепи. Беспорядочно разбросанные золотые бугры и бессточные котловины наблюдаются там же, где и параболические дюны.

В соответствии с направлением господствующих активных ветров песчаные накопления располагаются на юго-западе или на западе от развееваемых участков, чаще всего у подножия гор. Восточнее Бадара, у устья Тунки, развевалась правобережная наземная дельта Иркута. В Торской котловине правобережные навейные пески образовались за счет развевания отмелей в пойме Иркута. Вероятно, из перевейных пойменных отложений Быстрой и Иркута в свое время образовались супесчаные отложения междуречья Быстрая — Тибельти.

Существуют различные мнения по вопросу о происхождении песчаных массивов Тункинской котловины. Некоторые исследователи считали их озерными (Кропоткин, 1867), другие — озерными, перекрытыми золотыми песками (Ламакин, 1935), золотыми (Москвитин, 1940) или же, у Соснового Бора, озерными и дельтовыми, частично перевейными (Флоренсов, 1960а). В.В. Ламакин (1935) полагал, что озеро в Тункинском межгорном понижении лежало на высоте, превышающей 900 м над уровнем моря, и покрывало низкогорные перемычки. Е.М. Щербакова (1954а) допускала возможность существования здесь в плиоцене и позже озера, подпруженного базальтами, но отмечала, что пески с типичной горизонтальной слоистостью не найдены и что однородные пески и суглинки могли откладываться не только в стоячих водоемах, но и реками. Н.А. Логачев (1958б) считает пески озерно-ледниковыми и флювиогляциальными, а Э.И. Равский (Голубева, Равский, 1962) — озерного типа. В последнее время Н.А. Флоренсов (1968) пришел к выводу о неозерном происхождении этих песков.

Наиболее интересные и обширные участки песчаных и лессовидных отложений проблематичного генезиса находятся в южной части Тункинского межгорного понижения, на правом берегу Иркута. На его левом берегу тоже имеются массивы песков спорного генезиса: в урочище Бадар, в Белом Яре (Красном Яре) и в Хойтогельской котловине.

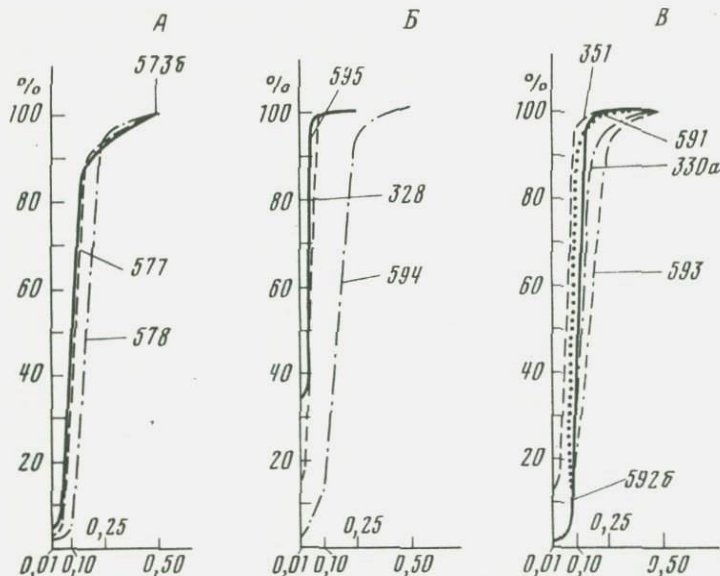
На правом берегу Иркута песчаные и супесчаные отложения слагают террасовидные полигенетические подгорные шлейфы с широко распространенными на них параболическими дюнами, с замкнутыми котловинами между ними.

Примером песчаных отложений восточной части правобережья Иркута на междуречье Быстрая — Тибельти могут служить мелко- и среднезернистые слюдистые пески с зернами темноокрашенных минералов (с удлиненными зернами роговой обманки) (табл. 16). В образце 5736 почти все зерна окатаны, но хорошо окатаны только наиболее крупные (рис. 40). Самые мелкие остроугольные зерна представляют осколки крупных зерен. Эти отложения тонкослоистые и слагают золо-

Т а б л и ц а 16

Гранулометрический состав отложений правобережной части Тункинского межгорного понижения

Образец	Генезис и место отбора	Размер частиц, мм; содержание фракций, %				
		> 0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	< 0,01
5736	Золово-пролювиальные, междуречье Быстрая — Нижняя Тибельти, южнее старой дороги (глубина 95—100 см)	7,40	49,80	34,20	5,20	3,40
577	Аллювиальные, терраса Иркута высотой 35 м, западнее устья Тибельти (глубина 3 м)	7,00	58,00	30,80	1,00	3,20
578	Золовые, вершина 749,4 м, западнее с. Тибельти	8,20	81,30	7,90	0,50	2,10
594	Золовые, дно Туранской котловины, базальтовая гряда южнее с. Туран	8,40	78,30	4,00	7,00	2,30
328	Лессовидные, водораздел в 16 км восточнее с. Туран	0,01	0,90	25,60	58,60	14,89
595	Лессовидные, водораздел западнее р. Малый Зангисан, высота около 100 м над Иркутом (выемка у шоссе)		0,50	12,20	52,50	34,80



Р и с. 40. Гранулометрический состав песчаных отложений Тункинского межгорного понижения

А — водораздел между Быстринской и Торской котловинами: 5736 — перевал между реками Малая Быстрая и Нижняя Тибельти; 577 — правобережная четвертая терраса Иркуты западнее устья р. Тибельти; 578 — золотый песок западнее с. Тибельти. Б — Туранская котловина: 328 — древние золотые отложения; 594 — золотый песок с вершины базальтовой гряды; 595 — золотые отложения перевала западнее р. Малый Зангисан. В — Обрыв урочища Бадар к Иркуту: 591 — бровка левого склона оврага западнее д. Улбугай, в 2 км выше устья оврага; 593 — уступ Бадара около переправы, высота 54—55 м; 330а — то же; 351 — левобережная первая терраса Иркуты

вые холмики высотой 1—2,5 м, окружностью до 80 м, чередующиеся с котловинками и ложбинками.

Сходные с образцом 5736, но более курпнозернистые отложения распространены на водоразделе западнее с. Тибельти, в Торской котловине (рис. 41, см. рис. 40,А образец 578). Эти тонкослоистые хорошо сортированные пески содержат хорошо- и среднеокатанные зерна розового полевого шпата, кварца и темноцветных минералов с единичными зернами роговой обманки: пыли мало. Почти такие же, но несколько более мелкозернистые отложения слагают четвертую террасу, подрезанную Иркутом, западнее устья Верхней Тибельти (см. рис. 40,А, образец 577). Эта терраса, высотой 35 м над Иркутом, сложена почти горизонтально-слоистым мелко- и среднезернистым песком с пылью, но без глины, зерна которых окатаны и не окатаны. Песок слагает тонкие, быстро выклинивающиеся и чередующиеся слои. Они имеют волнистую поверхность, наклоненную под углом 0—10°, чаще 3—5°. Отложения четвертой террасы, по-видимому, являются золово-пролювиальными, а на ее поверхности встречаются единичные низкие и пологие холмики из навейного песка.

Пески 100–120-метровой террасовидной поверхности южной части Торской котловины на основании данных спорово-пыльцевого анализа являются плиоценовыми (Щербакова, 1954а,б). В них на глубине 15 м и ниже, кроме пыльцы современных местных растений, найдена пыльца широколиственных, которая отсутствует в 70–80-метровой террасовидной поверхности, где найден череп винторогой антилопы, на основании чего Е.М. Щербакова (там же) пришла к выводу о среднечетвертичном возрасте этой ступени.

По нашему мнению, такой же или более молодой возраст имеют верхние горизонты отложений 100–120-метровой террасовидной поверхности. В целом верхнетретичные – верхнечетвертичные песчаные и супесчаные отложения Тункинского межгорного понижения постепенно замещают друг друга и почти не поддаются разграничению. Кроме того, из описания Е.М. Щербаковой можно заключить, что отложения обеих ступеней Торской котловины имеют эоловое происхождение.

Правобережные песчаные отложения в западной части Тункинского межгорного понижения по направлению к горам и к западу переходят в пылеватые разности и местами замещаются лессовидными отложениями. Л.В. Голубева и Э.И. Равский (1962) считают лессовидные отложения озерными, накопившимися в приледниковых водоемах и имеющими сезонный характер. Они во всех обнажениях совершенно одинаковы, имеют тонкую ленточноподобную слоистость, однородный тонкопесчаный и алевритовый состав, желтовато-серую окраску и не поднимаются выше 740–760 м над уровнем моря. Мощность толщи достигает 30 м. Интенсивно-мелкобугристый рельеф ее поверхности Л.В. Голубева и Э.И. Равский объясняют деградацией мерзлотных форм рельефа. В этих суглинках, на участке между дельтами Малого и Большого Зангисанов, ими собрано много остатков наземных моллюсков, сходных с моллюсками лессового комплекса Европейской части СССР. По нашему мнению, это указывает на накопление супесей в понижениях между наземными дельтами и конусами выноса в субэвальных условиях или в очень мелких сезонных разливах, реже озерках. Такие пылеватые отложения имеются, например, в 16 км восточнее с. Туран, между Тункинской и Туранской котловинами, и на водоразделах восточнее и западнее Малого Зангисана (см. рис. 40,Б, образцы 328, 595). Слойки этих отложений слегка изогнуты, параллельны друг другу и их пачки имеют желтые (охристые) и темноокрашенные прослои, а сами отложения хорошо сортированы. Образец 595 взят нами на высоте около 100 м над Иркутом. В нем преобладают пылеватые частицы, большая часть зерен которых слегка округлена, что свидетельствует об их продолжительном и дальнем переносе, главным образом под воздействием ветра.

То же самое доказывает наличие гряд, холмов и бессточных котловин из наваянного материала на водоразделах между Туранской и Тункинской котловинами. Здесь лессовидные отложения залегают на флювиогляциальных дельтах Большого и Малого Зангисанов и западнее этих дельт, в понижениях рельефа. Это говорит о возрасте лессовидных отложений, более молодом или близком к возрасту дельт. Особенно



Р и с. 41. Обнажение четвертой надпойменной террасы у шоссе на перевале западнее устья Тибельти

четка тонкая ленточноподобная слоистость отмечается в межконусных понижениях, где тогда могли существовать малые, очень мелководные водоемы — сезонные разливы вод. Пылеватые отложения Турано-Тункинского водораздела по гранулометрическому составу отличаются от эоловых и речных отложений, покрывающих дно Туранской котловины у с. Туран. Эоловые пески слагают низкие (3—4 м), параллельные друг другу гряды, вытянутые к ЮЗ 260° . В этих отложениях косые слойки наклонены к СВ 80° под углом до 60° , а пачки слойков параллельны поверхности гряд. Эти пески хорошо сортированы, их зерна средне и хорошо окатаны (см. рис. 40,Б, образец 594).

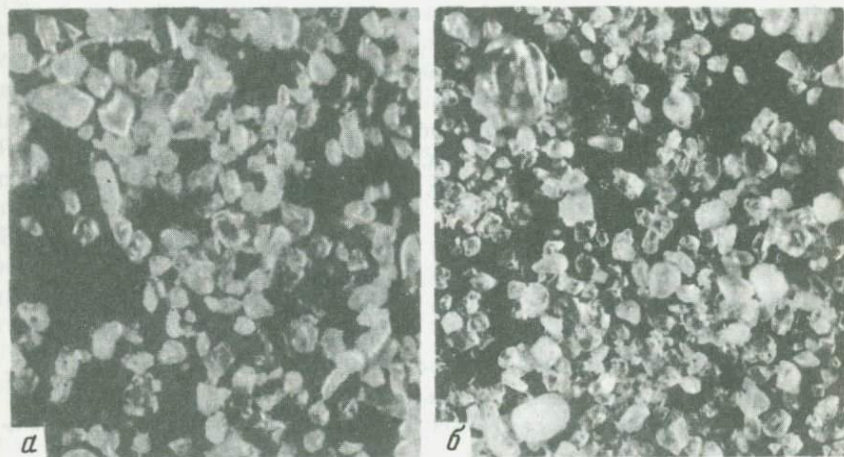
Таким образом, в результате изучения отложений южной части Тункинского межгорного понижения и сложенных ими форм рельефа можно считать, что здесь, вдоль подножия Хамар-Дабана, располагается полоса песчаных и супесчаных террасовидных поверхностей плиоценового и четвертичного возраста, перекрытых, а местами и целиком сложенных навеванными отложениями. Неэоловые супесчаные отложения содержат значительное количество переотложенного водой, принесенного ветром материала. Они встречаются как на местных водоразделах, где слагают эрозионные останцы древнего подгорного шлейфа, а также террасы и конусы выноса притоков Иркута. Эти отложения расчленены долинами рек и ручьев и часто — глубокими и крутосклонными оврагами. Даже те террасы, которые можно было бы считать сформированными Иркутом, покрыты местным пролювием, а не его аллювием. Таковы четвертая и более высокие террасы, которые по-

тому нельзя относить к террасам Иркута, даже если они окаймлены подмытыми им склонами.

Пески урочища Бадар. Наиболее интересный и крупный по размерам левобережный песчаный массив находится в Тункинской котловине. Это Сосновый Бор, или Бадар. О происхождении слагающих его отложений имеются различные мнения. П.А. Кропоткин, И.Д. Черский и другие исследователи считали их озерными. В.В. Ламакин (1935) полагал, что пески Соснового Бора являются озерными, а перекрывающие их золотые пески возникли за счет перевевания озерных отложений, которые имеют межледниковый ресс-вюрмский возраст. Того же мнения придерживался и А.М. Рябчиков (см. Обручев, 1953). Н.А. Флоренсов (1960а) раньше считал эти отложения озерными и дельтовыми, частично перевеянными, а А.И. Москвитин (1940) — золотыми.

Наши исследования показали, что верхние горизонты отложений Бадара, в его восточной и центральной частях, несомненно, сложены золотыми песками, слагающими заросшие лесом параболические дюны, и лежат на отложениях древней наземной дельты Иркута. Специальные поиски, предпринятые для обнаружения в урочище Бадар каких-либо озерных отложений, были безрезультатными. Здесь встречены только золотые, золово-пролювиальные отложения и отложения наземной дельты. Мощность навейных песков свыше 60 м, а водные отложения поднимаются над Иркутом больше чем на 50 м.

Покровные золотые отложения Бадара представлены тонко- и параллельно слоистыми, хорошо сортированными песками, содержащими мало пыли и единичные зерна крупного песка и гравия (табл. 17, рис. 42, см. рис. 40, в, образцы 591, 5926). Слоистость еле видна. Пески слож-



Р и с. 42. Микрофотографии песчаных отложений урочища Бадар в Тункинской котловине (х 50)

А — золотые, западнее д. Улбугай, образец 591; Б — аллювиально-пролювиальные на высоте 54—55 м над р. Иркут, образец 593

Гранулометрический состав отложений Бадара в Тункинской котловине

Образец	Генезис и место отбора	Размер	
		> 0,25	
591	Золотые, в 2 км выше устья оврага, западнее д. Улугбай (бровка левого склона, глубина 180—190 см)	0,40	
5926	Аллювиально-пролювиальные, в 1 км выше устья оврага, западнее д. Улугбай (бровка левого склона, глубина 165—180 см)	0,10	
593	Аллювиально-пролювиальные, уступ к Иркуту, около Кыренской переправы (54—55 м над рекой)	11,00	
330а	То же	5,40	
351	Аллювиальные, первая терраса Иркуты (высота 5 м), у подножия Бадара	0,02	

ны кварцем, полевым шпатом, относительно крупными чешуйками слюды и зернами темноцветных минералов. Преобладают окатанные в разной степени зерна. Остроугольных зерен мало, и они являются осколками более крупных (см. рис. 42,А). Хорошо окатаны даже мелкие песчинки кварца. По сортировке, окатанности зерен и слоистости эти отложения и сложенные ими формы рельефа являются золотыми. На них по гранулометрическому составу похожи подстилающие отложения, обнажающиеся в обрывах к Иркуту. Эти отложения более крупнозернистые, со слоями и линзами мелкозернистых супесей. Они сортированы хуже золотых, но также имеют параллельную тонкую слоистость. Прослои обычно представляют сильно вытянутые узкие линзы из пылеватого песка, различающегося по гранулометрическому составу (см. табл. 17 и рис. 40,В, образцы 593, 330а). Зерна песка и пыли окатаны в разной степени (см. рис. 42,Б). Состоят пески в основном из полевого шпата и кварца, зерна роговой обманки крупнее, чем у золотых песков.

По совокупности всех признаков подстилающие отложения Бадара можно считать отложениями древней наземной дельты Иркуты, относительно приподнятой по сравнению с более быстро опускающимися соседними частями дна Тункинской котловины. Покровные золотые пески возникли из переветренных отложений этой дельты или из этих отложений, но предварительно размывтых и переотложенных Иркутом. Судя по ориентировке современных золотых форм рельефа, песок принесен ветром с востока, вероятно, во время последнего оледенения и позже.

Во время образования древней наземной дельты урочища Бадар Иркут отлагал более крупнозернистый материал, чем в настоящее время. Эти отложения резко отличаются от отложений первой надпоймен-

частиц, мм; содержание фракций, %				
	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	< 0,01
	46,70	50,70	0,30	1,90
	75,40	21,70	1,00	1,80
	68,80	18,70	0,30	1,20
	57,30	36,00	0,60	1,70
	9,90	44,80	33,40	11,88

ной террасы Иркуты (высота 5 м), которую под обрывом Бадара слагают мелкозернистые супеси (см. табл. 17, рис. 40,В, образец 351).

Строение левобережных террас Иркуты ниже урочища Бадар. В 1,5 км ниже с. Зактуй, в левобережном обрыве долины Иркуты, видны речные тонкослоистые пески, в верхней части с удлиненными линзами щебня и плохо окатанной гальки и гравия. В этом обнажении, названном Э.И. Равским Белым Ярмом, на размытой поверхности туфогенно-осадочной свиты, туфобрекчий и туфопесчаников, залегают, по мнению Э.И. Равского, толща зоплейстоценовых илистых супесей и песков с торфянистыми прослойками, чередующимися с более светлыми тонкими песками (Голубева, Равский, 1962; Равский и др., 1964). Мощность этих озерно-болотных отложений составляет 4—5 м. Они же вскрываются в 3 км ниже по течению Иркуты, в обнажении Белый Яр I, названном И.Д. Черским (1875) Красным Ярмом. Здесь найдены остатки моллюсков и растений, живущих в мелких водоемах или в слабопроточных водах. Эта толща сверху срезана и перекрыта горизонтально-слоистыми песками, с плохо окатанным гравием в нижней части. Мощность песков около 30 м. Они, по мнению Л.В. Голубевой и Э.И. Равского, синхронны максимальному оледенению.

По нашим наблюдениям, проведенным в 1954—1955 гг., до исследований Э.И. Равского, в Красном Яре — в обрыве первой к югу от Тункинского моста излучины Иркуты — обнажаются отложения средней, а не высокой (урочище Бадар) террасы Иркуты (рис. 43). Это — аллювиальная терраса (высота 18 м), перекрытая навешанными песками с грядовым рельефом. Видимая мощность речных отложений против с. Зактуй 15—15,5 м; местами под ними виден базальтовый цоколь.

Таблица 18

Гранулометрический состав отложений из террасы 15,5 м у Красного Яра в Тункинской

Образец	Состав и место отбора	Размер частиц, мм;		
		> 1,0	1,0–0,5	
581б	Гравелистый песок, 14,5–15,5 м над Иркутом	Нет данных		
581в	Пылеватый песок, 14,5–15,5 м над Иркутом (из слойка)	" "		
584	Тонкозернистый песок, 2 м над Иркутом	0,70	12,30	
582б	Суглинок, 1 м над Иркутом	Нет данных		

*В том числе фракция > 0,25 мм.

В самом основании террасы, от уреза воды до высоты 1 м, залегают легкие суглинки с линзами крупно- и среднезернистого песка с остатками почерневшей (обуглившейся) древесины (табл. 18, образец 582б). Эти отложения, вероятно, накопились в старице, а не в озере. Выше лежат пески, чередующиеся с тонкими прослоями черного суглинка. Эти средне- и крупнозернистые пески образуют слои и линзы. Основную толщу террасы слагают также средне- и крупнозернистые пески, образующие чередующиеся, почти параллельные слои и линзы. Широко распространенные слои тонкозернистых песков (образец 584) образуют крутые обрывы, а более крупнозернистых разностей — пологие скаты. Пески содержат прослои и линзы гравия. В них найдены костные остатки мамонтовой фауны.

Выше 14,5 – 15,0 м над Иркутом речные пески сменяются диагонально-слоистыми плотными песками, с прослоями и линзами гравия (мощность 0,5 – 1,0 м), отложенными, судя по составу материала и слоистости, временными водными потоками, некогда стекавшими с южного склона Еловского плато. Эти совершенно несортированные гравелистые пески (образец 581б) содержат прослои пылеватого песка (образец 581а). Их зерна окатаны и не окатаны, а у пылеватого песка представлены остроугольными осколками. Наше представление о более молодом возрасте этих отложений, по сравнению с песками урочища Бадар, подтвердили исследования последних лет. Л.В. Фирсовым радиоуглеродным методом для подстилающей толщи торфянистых глин получена дата $26\ 250 \pm 300$ лет, т.е. их образование относится ко времени сартанского оледенения, а не к позднему эоплейстоцену, как это предполагал Э.И. Раевский (Адаменко и др., 1973; Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974).

Отложения Красного Яра, как это можно заключить на основании их гранулометрического и минералогического состава, формы зерен, характера слоистости и т.д., несомненно, принесены Иркутом, а не озерными водами. Тем более, что Иркут во время половодий несет

котловине

содержание фракций, %					
	0,5–0,25	0,25–0,10	0,10–0,05	0,05–0,01	< 0,01
	57,00*	10,00	20,50	6,20	6,30
	5,80*	27,90	24,60	29,20	12,50
	31,00	38,40	12,60	2,00	3,00
	2,10*	6,40	27,70	37,50	27,30

и отлагает на отмелях песок, почти не отличимый от некоторых разновидностей озерных песков.

Пески Хойтогорьской котловины. Еще одно своеобразное скопление песков находится в восточной части Хойтогорьской котловины. Это — Белые Горы или гора Хайлгот. В.А. Обручев (1890) писал, что выше ущелья в Ниловском Отроге, в расширении долины Ихэ-Ухгуня, имеется плосковерхая песчаная гора, высотой 220 м над дном долины. Она вытянута с северо-запада на юго-восток, наиболее высокий ее конец — северо-западный. На юго-западном склоне горы имеются песчаные обнажения с барханами и грядами. Перед горой лежит котловина, диаметром 65–86 м и глубиной 10,7–12,8 м, севернее располагается другой, более низкий и уплощенный куполовидный песчаный холм. Гора сложена мелкозернистым грязно-желтым песком, со слоями валунов и гальки, по мнению В.А. Обручева, неясного происхождения, возможно, озерного.

Мы считаем более вероятным их флювиогляциальное происхождение, но, возможно, они образовались иначе и раньше позднего плейстоцена. Это тем более вероятно, так как они возвышаются над флювиогляциальными отложениями последнего оледенения. Какую-то часть Белой Горы определено образуют навейные пески и супеси, тем более, что они слагают пологие увалы и котловины на вершинах Ниловского Отрога, южнее Хойтогорьской котловины, и на поверхности Ихэ-Ухгуньской морены, у Нуркутульских озер, где имеют явно эоловое происхождение.

На основании анализа геоморфологического строения и характера песчаных и других осадочных отложений, заполняющих котловину Тункинского межгорного понижения, можно считать установленным, что песчаные и супесчаные отложения имеют различное происхождение. Здесь широко распространены пролювиальные, эолово-пролювиальные и особенно эоловые отложения. Речные пески занимают менее значительные площади, но слагают большие участки поймы и низких над-



Р и с. 43. Левобережный обрыв к р. Иркут против д. Зактуй

пойменных террас, в первую очередь Иркута. Местами встречаются древние флювиогляциальные пески.

Формирование мощных эоловых накоплений, несомненно, происходило в более сухом климате, чем современный, и при наличии обширных развевавшихся обнаженных речных и ледниково-водных отмелей и наземных дельт. Наиболее интенсивными эти процессы были во время плейстоценового оледенения и сразу после него, когда климат был холоднее и, возможно, суше современного. Позже, особенно в связи с исчезновением ледников и с прекращением образования обнаженных флювиогляциальных равнин, развеваемые площади значительно уменьшились и ветровой перенос, возникновение и рост эоловых форм рельефа сократились до относительно небольшого размера в настоящее время. Современное развевание наблюдается местами на обсохших участках, песчаных речных отмелей, а также в районах с эоловыми и другими песками с уничтоженным растительным и почвенным покровом. Здесь, например около с. Тунка, во время сильного ветра наблюдаются песчаные бури, особенно сильные в холодное время года (Поляков, 1869; Ровинский, 1871).

Такой ветровой перенос песка и пыли в условиях достаточно сухого климата и при наличии рельефа, близкого к современному, несомненно, происходил в Тункинской впадине уже очень давно, не только в четвертичное время, но и в третичное. Эоловое происхождение многих (но не всех) песчаных толщ и пылеватых отложений Тункинской впадины, по нашему мнению, является обоснованным. В то же время отсутствуют убедительные данные, доказывающие озерное происж-

дение песчаных отложений, и этим самым не подтверждается гипотеза о широком распространении здесь больших озер. Крупнозернистые гравелистые пески, которые можно было бы считать несомненными береговыми или прибрежными отложениями озера, особенно глубокого, в Тункинском межгорном понижении в обнажениях и шурфах не обнаружены, что служит одним из серьезных доводов, отрицающих существование здесь в четвертичное время и, может быть, и в плиоцене значительных озер, особенно байкальского типа. Отдельные горизонты озерных песчаных и других отложений кайнозойского возраста в Тункинской котловине обнаружены в буровых скважинах. Это свидетельствует о том, что здесь периодически существовали мелководные озера (Дмитриев, 1968).

РЕЧНАЯ СЕТЬ

Горы юга Сибири и Забайкалья прорезаны густой сетью современных и более древних долин, происхождение которых объясняют по-разному. Раньше, когда хорошие топографические карты еще не существовали, не было аэрофотосъемки и только что начались детальные геологические и геоморфологические исследования, высказывались разные гипотезы о происхождении гидрографической сети. Были созданы схемы древней речной сети, сильно отличающиеся от современной (Обручев, 1914, 1929). За остатки древних речных долин часто принимали узкие межгорные понижения, продольные ложбины и системы седловин, расположенные на одной линии. На самом деле эти формы обычно имеют тектоническое происхождение, хотя часто входят в современную речную сеть или находятся рядом с ней, но ничего общего не имеют с эрозионными расширениями речных долин. В.А. Обручев (1914, 1929) и другие исследователи называли, например, забайкальские впадины древними долинами и древними озерными котловинами. Многие полагали, что современная речная сеть создалась в результате неоднократных перехватов и состоит из широких звеньев, участков древних долин и молодых ущелий (Белоусов и др., 1932; Думитрашко, 1952а). Считали, что она в недавнем прошлом сильно отличалась от современной и что по межгорным впадинам, часто в обратном направлении и в ином месте, чем теперь, текли крупные транзитные реки, например, пра-Селенга, пра-Уда, пра-Джида, пра-Итанца и другие.

Считали также, что древние речные долины широко распространены не только в западном Забайкалье, но и в Прибайкалье и в восточном Забайкалье, где непропорционально широкие долины свидетельствуют о бывшем стоке вод к югу (Павловский, 1929; Добровольский, 1952; Яценко, 1953; Пресняков, 1964). Предполагалось, например, что тогда из Байкала вместо Ангары текла пра-Лена, следовавшая вдоль широких участков долин рек Бугульдейка и Манзурка в Приморском хребте (Черский, 1880; Думитрашко, 1952а; Воскресенский, 1959; Ламакин, 1960; и др.). М.М. Кожов (1972) допускал, что в конце палеогена и в начале неогена по дну Байкала из Забайкалья и Монголии к северу текла река, а из Байкала сток осуществлялся вдоль Баргузинско-Чарской ветви котловин и через прорыв в Южно-Муйском хребте в бассейн Витима и Олекмы. Предполагалось также, что в западном Прибайкалье, кроме пра-Лены и пра-Иркута, в эоплейстоцене

существовала сложная сеть малых речных долин, наполненных аллювием, снесенным с западных склонов Байкальского и Приморского хребтов (Павловский, 1938, 1939; Павловский, Фролова, 1941; Фролова, 1955; и др.). Эти долины возникли вдоль узких мезозойских прогибов и, возможно, вдоль кайнозойских разломов и их зон.

Современная изученность геологического строения и геоморфологии района, наличие различных карт, аэрофотоснимков и других материалов позволяет в значительной степени приблизиться к решению проблемы развития гидрографической сети в эпиплатформенных возрожденных горах.

Значение тектоники и экзогенных процессов в формировании долин

В формировании рельефа межгорных впадин, так называемых древних долин, огромную роль играла новейшая тектоника. Это особенно отчетливо видно, если сравнить между собой объемы долин и объемы обломочного материала, вынесенного из гор и отложенного за кайнозойское время в котловинах Байкала (дельты Селенги, Верхней Ангарты) и в других котловинах бассейна этого озера. Наибольшей амплитуды новейшие тектонические движения достигали в южной котловине Байкала, дно которой, по геофизическим данным, лежит почти на 7000 м ниже уровня воды в озере.

По нашим приблизительным подсчетам на основании данных геофизической разведки и бурения, объем кайнозойских осадочных отложений дельты Селенги составляет примерно 8400—11 600 км³, а только четвертичных и верхних горизонтов неогеновых отложений — 2200 км³. Эти величины получены, исходя из площади дельты Селенги, равной 4000 км² (вместе с подводной частью), и мощностей кайнозойских (от 400 до 3800—5400 м) и четвертичных (от 100 до 1000 м) отложений.

Определить объемы кайнозойских отложений в других котловинах бассейна Селенги пока трудно, так как в них не проводилась достаточная геофизическая разведка и пробурено мало скважин. Однако, исходя из косвенных данных, можно считать, что эти объемы, по сравнению с дельтой Селенги, незначительные. Так, в Удинском межгорном понижении, Иволгинской, Гусиноозерской и других котловинах во многих местах на поверхность выходят мезозойские отложения. В таких котловинах, как Тамчинская, Убукунская, Кижингинская и восточная часть Иволгинской, предполагается большая мощность кайнозойских отложений. Суммарный объем отложений всех этих котловин, по-видимому, меньше, чем у дельты Селенги. Относительно малы объемы кайнозойских отложений и вне крупных котловин. Например, объем золотых песков западнее и северо-западнее Кяхты составляет всего 7 км³ (площадь песков 140 км², средняя мощность 50 м).

Если условно принять, что расходы наносов Селенги были раньше примерно такими же, как и теперь, то, согласно вычислениям Л.В. Зорина (1956), ее дельта образовалась за 500 тыс. лет. Он принимал рас-

ход наносов, по Г.В. Лопатину (1952), равным 115 кг/сек, или 3626 640 т в год, площадь дельты около 700 км², а мощность ее наносов в среднем около 2 км, т.е. объем отложений составлял всего 1400 км³, или почти в 6–8 раз меньше, чем вычисленный нами. По нашим вычислениям, ежегодный прирост объема дельты, исходя из приведенного расхода и при удельном весе наносов, равным 2,6, достигает 0,0014 км³ в год. В этом случае на формирование дельты Селенги объемом в 1400 км³ приходится не 500 тыс., как считал Л.В. Зорин, а 1 млн. лет. Исходя из этого расчета, на накопление всей толщи кайнозойских отложений дельты Селенги потребовалось около 6–8 млн. лет (по Д.Б. Баазрову (19616) — 15–20 млн. лет), а на образования четвертичных отложений — около 1600 тыс. лет.

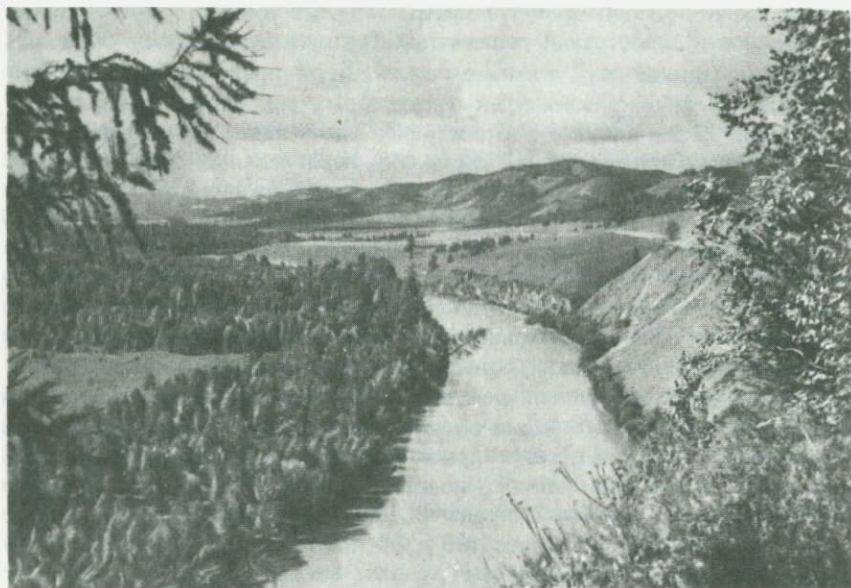
Подсчитанная нами продолжительность формирования дельты Селенги, возможно, преувеличена, так как величина расхода наносов обычно дается гидрологами сильно заниженной (не учитываются влекомые наносы). Расхождение в определении времени формирования дельты объясняется также тем, что к толще четвертичных отложений отнесены и верхние горизонты наносов плиоцена. Объем четвертичных отложений несколько преувеличен при вычислениях: возможно, твердый сток был раньше, в среднем меньше, чем в настоящее время. О том, что расход наносов периодически был значительно меньше современного, можно судить и по составу отложений, пробуренных скважинами. Мощные толщи с галечником и гравием сменяются в них песчано-гравелистыми, песчаными и алевроито-песчанистыми. Это указывает на то, что водоносность и энергия Селенги периодически резко изменялись.

Интересные результаты получены при вычислении величин общего понижения поверхности Земли в бассейне Селенги и ее крупных притоков в течение позднего кайнозоя и отдельно за четвертичное время. Площадь бассейна Селенги равна 440 000 км² (Атлас Забайкалья, 1967). Если разделить объемы наносов дельты Селенги на эту величину, то получается среднее понижение земной поверхности в этом бассейне, за счет выноса в Байкал, в кайнозой примерно на 19–22 м и за четвертичное время — только на 5 м. В то же время глубина речных долин увеличилась за счет эрозии соответственно в среднем на 40–50 и 10 м. Полученные величины меньше средней глубины речных долин в горах, которая в бассейнах Джиды, Темника, Чикоя, Хилка и Уды достигает 200–300 м. Относительные высоты в этих бассейнах еще больше за счет разности высот горных хребтов и межгорных понижений. Если условно принять среднюю глубину долин рек и ручьев этих бассейнов равной 200 м, а площадь бассейнов — около 142 000 км², то общий объем долин составит в среднем 28 400 км³ (142 000 км² × 0,2 км). Он больше объема кайнозойских отложений дельты Селенги. Объем всех современных речных долин бассейна Селенги еще в несколько раз больше этих величин. На основании сравнения приведенных чисел можно заключить, что долины бассейна Селенги не могли возникнуть только в результате одного размыва и речного выноса и имеют в значительной степени тектоническое происхождение.

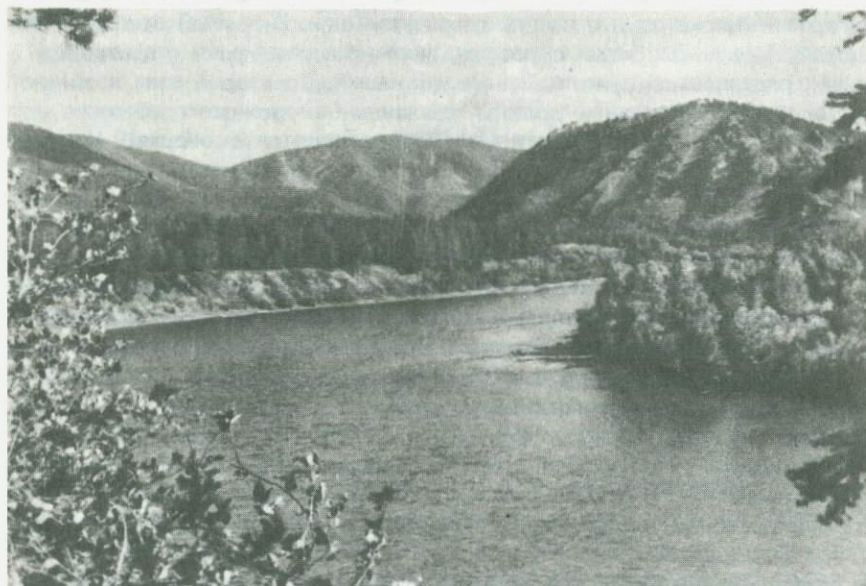
Рисунок речной сети в плане зависит от особенностей морфоструктур. Широко распространен решетчатый (ортогональный) рисунок, фиксирующий разломы двух взаимно перпендикулярных простираний. Таковы долины забайкальских рек и некоторых рек Северо-Байкальского нагорья. Также широко распространен здесь параллельный рисунок гидросети, обусловленный системами параллельных разломов, часто обновляемых неотектоническими и сейсмостектоническими проявлениями (бассейн Чикоя). Эти рисунки характерны для поднимающихся положительных морфоструктур. Дендритовый рисунок речной сети, наоборот, чаще всего встречается у малых рек, текущих по мощной толще рыхлых отложений на дне крупных впадин. Значительно реже он наблюдается на положительных морфоструктурах. Этот рисунок возникает также на породах, залегающих горизонтально или моноклиных. Менее четко у крупных рек выражены полигональные, центробежные и центростремительные рисунки, они присущи небольшим рекам Прибайкалья. Кольцевая гидросеть возникает на сводах, где подчеркивает геоструктуры второго порядка. Таковы долины рек Чикой и Киркун (приток Онона) в пределах Даурского свода, которые описывают дуги большого радиуса (80 и 30 км), расположенные зеркально по отношению друг к другу.

Тип рисунка речной сети косвенно указывает и на возраст морфоструктур. И.В. Корешков (1960) выделяет три типа рек Байкальского свода, отражающие три этапа его развития: центробежный, согласный со сводом, межхребтовый и центростремительный, а на Патомском нагорье — также реки с кольцевыми долинами. В первый этап развития сводов, еще не разбитых сбросами, формировались реки с центробежными, радиальными и кольцевыми долинами. Во второй этап возникли межхребтовые речные долины, связанные с юрскими грабенами (реки Селенгинского среднегорья и Витимского плоскогорья). Центробежные реки самые молодые, их базисом эрозии служат впадины Байкальского рифта. Это речные долины склонов горных хребтов.

Речные долины в разных морфоструктурах имеют различные не только рисунок в плане, но и поперечный и продольный профили. В поднимающихся сводово-глыбовых и глыбовых морфоструктурах, сложенных плотными породами, транзитные реки прорезают глубокие ущелья. В погружающихся котловинах они обычно не образуют четких долин, широко разливаются, делятся на рукава, блуждают по поверхности пологих равнин, сложенных рыхлыми отложениями, и образуют наземные дельты. Нетранзитные малые и средние реки на склонах поднятий создали узкие ущелья с крутым падением, а в привершинных частях имеют часто широкие плоскодонные долины — остатки более древнего эрозионного или эрозионно-тектонического рельефа с ледниковой и солифлюкционной обработкой или без нее. По выходе в межгорные понижения и долины эти реки образуют конусы выноса и наземные дельты. Узкие теснины с бурными водотоками возникали также в моренах и в лавовых потоках и в плато, как вулканических, так и денудационных. Таких долин в горах, по сравнению с прямолинейными, меньше.



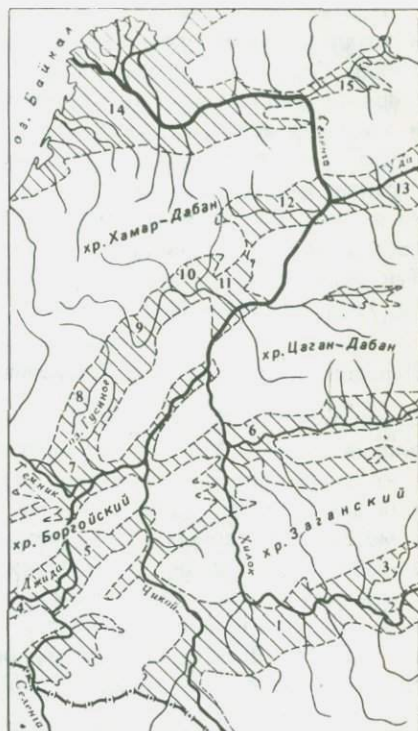
Р и с. 44. Долина р. Джида в котловине выше с. Нижний Торей



Р и с. 45. Река Баргузин в нижнем течении западнее р. Малая Шаманка

Р и с. 46. Река Селенга и ее притоки в нижнем течении

Котловины заштрихованы: 1 — Бичурская или Хилокская; 2 — собственно Бичурская; 3 — Ново-Сретенская; 4 — Усть-Джидинская; 5 — Убур-Дзокойская; 6 — Тугуньская; 7 — Тамчинская; 8 — Гусино-озерская; 9 — Средне-Убукунская; 10 — Оронгойская; 11 — Янгазинская; 12 — Иволгинская; 13 — Удинское межгорное понижение; 14 — Южно-Байкальская котловина (с Усть-Селенгинской)



Таким образом, основным фактором, влияющим на рисунок речной сети и форму речных долин, является тектоника. Молодые межгорные тектонические впадины, тектонические уступы и трещины направляют течение рек, часто создающих здесь прямолинейные участки долин. Трещины на горных склонах контролируют заложение долин малых рек и ручьев, обычно более молодых, чем крупные. Крупные речные долины меняют свои очертания в зависимости от характера морфоструктур, которые они пересекают (рис. 44 и 45). Такие долины, как правило, имеют в плане четковидное строение — расширения чередуются с ущельями. Расширения приурочены к тектоническим котловинам и к участкам менее плотных пород, ущелья — к поднимающимся глыбам, к горным перемычкам и отрогам. В плане эти ущелья прямолинейные или извилистые. Прямые участки ущелий связаны с молодыми разломами или с трещинами, а извилистые обычно являются врезанными меандрами, которые особенно распространены на лавовом плато западной части Хамар-Дабана (р. Зон-Мурин) и в Передовом хребте Восточного Саяна.

Глубина речных долин также зависит от особенностей морфоструктур, от знака и интенсивности вертикальных тектонических движений. Наиболее глубокие (сотни метров) эрозионные долины находятся на поднимающихся горных хребтах, а самые мелкие лежат на дне тектонических депрессий (единицы и реже десятки метров). Глубокие долины распространены и на лавовых плато (на Окинском плоскогорье 500—700 м). При совпадении речной долины с тектонической глубина первой значительно меньше, чем второй, и главным фактором формирования долины являются тектонические движения, а не глубинная эрозия.

Прямой связи между полосами тектонических впадин, современной и предполагаемой древней сетью речных долин нет (Флоренсов, 1948, 1960а; Сизиков, Уфимцев, 1965). Рядом существуют параллельные широкие участки впадин и более узкие — современных antecedentных и эпигенетических участков речных долин. Любая река течет не всегда точно, считаясь со впадинами (рис. 46). Она следует вдоль них, то пересекает их под острым углом или, резко повернув в сторону, врежется в горы, при этом от горных отрогов часто отрезаются останцовые горы и холмы. Иногда река возвращается в покинутые ею впадины. Так ведут себя Селенга с притоками, Кижинга, Витим, Верхняя Ангара, Унга, Ингода и другие реки.

Перестройка речной сети Забайкалья

Существуют различные представления о понятиях терраса и террасовидная ступень. Мы под речными террасами понимаем формы рельефа, у которых площадка и склоны выше и ниже ее возникли в результате деятельности одной и той же реки или ручья. Соответственно у морских и озерных террас площадка, верхний и нижний склоны выработаны деятельностью морских или озерных вод. Часто террасы покрывает мощная толща склоновых отложений или наносов притоков, что значительно увеличивает кажущуюся высоту уступа (или ската) террасы. Высоту террасы мы определяем по высоте бровки нижнего эрозионного (или абразионного) уступа или по верхней поверхности отложений данной реки (моря, озера), но не ее притоков. В случае, когда под воздействием данного водного потока (моря, озера) возник только нижний эрозионный (абразионный) уступ, а площадка (и склон) имеет другое происхождение или же вся ступень вместе с уступами образовалась в результате вертикальных тектонических перемещений по разломам, мы имеем дело не с террасой данной реки (моря, озера), а с террасовидной ступенью. К террасовидным ступеням мы относим также и ступени в долине главной реки, площадка которых сложена отложениями притока и ниже бровки подмыта водами главной реки. Террасовидные ступени могут иметь различное происхождение и внешне похожи на настоящие террасы, которые иногда бывают скрыты в толще отложений террасовидных ступеней (подгорных шлейфов и т.д.). Очень широко распространенной в горах забайкальского типа разновидностью террасовидных ступеней являются также долинные педименты, подрезанные транзитной рекой (Симонов, 1966, 1972).

Многие исследователи за террасы главной реки принимают террасовидные ступени, например подрезанные конусы выноса, определяют высоту террас и террасовидных ступеней по высоте бровки уступа (ската) и недостаточно учитывают или неправильно определяют происхождение слагающей террасы (ступени) материала. Это часто приводило, особенно в ранних работах, к серьезным ошибкам в палеогеографических и других построениях.

Наиболее ярким примером указанных выше построений являются палеогеографические схемы бассейна Селенги и соседних районов, пред-

ложенные В.В. Белоусовым, Ю.А. Данилевским (19386), Н.В. Думитрашко (1952a) и другими исследователями. По мнению В.В. Белоусова и других исследователей (1932), к концу третичного и началу четвертичного периодов Прибайкалье, несомненно, представляло собой пенеплен с хорошо развитой гидрографической сетью и большим количеством озер. По широким разработанным долинам текли медленные спокойные реки. Остатки этих долин можно видеть теперь в больших современных северо-восточных продольных долинах западного Забайкалья. Современные потоки теряются в этих долинах, блуждая по ним от одного борта к другому, и иногда их направление совершенно не соответствует направлению той старой артерии, которой когда-то принадлежала долина. Так, вероятно, древняя река, протекавшая по Гусино-Удинской долине, текла на северо-восток и через район Еравнинских озер сообщалась с бассейном Витима. Считалось также, что ущелье Селенги в Хамар-Дабане тогда не существовало.

Н.В. Думитрашко предполагала, что верховья пра-Уды находились в истоках Темника, где эта река принимала слева приток, включавший широкую долину верхнего течения Снежной. В районе Гусиного озера в пра-Уду, по мнению Н.А. Флоренсова (Флоренсов, Ларина, 1937), справа впадал пра-Чикой. Об этом свидетельствуют перевал на высоте 200 м над озером и широкая лощина, спускающаяся к Селенгинску, которые являются остатками древнечетвертичной реки, текшей к северо-западу. Во время позднейшего орогенеза здесь поднялся горный хребет и направление уклона дна долины изменилось на обратное первоначальному.

Формирование современной гидрографической сети В.В. Белоусов и другие исследователи представляли следующим образом. Процесс одряхления рельефа и гидрографической сети привел в конце концов к изменению водного режима западного Забайкалья. Течение рек все больше замедлялось, а долины запруживались принесенным материалом. Наступил момент, когда местность перестала дренироваться, сток почти совсем прекратился, реки распались на изолированные озера, которые быстро высыхали. Обнажившиеся долинныя отложения развевались ветром и переносились на далекие расстояния. Песок засыпал большие площади, образовывая дюны и барханы. Постепенное поднятие Прибайкальского массива завершилось грандиозным провалом в самом его центре. На месте провала образовалась впадина, занятая теперь водами Байкала. В результате образования впадины Байкала застойные воды в древних долинах получили сток в озеро. Сначала были дренированы речки, находившиеся в непосредственной близости от впадины озера. Эти речки стремительно низвергались в нее с окрестных хребтов, их русла быстро углублялись и они перехватывали другие реки. В результате таких перехватов были кооптированы целые бассейны или отторгнуты от крупных рек отдельные участки. Таким путем в результате соединения и дополнительной разработки отдельных участков, принадлежавших прежде разным рекам, возникли Селенга и ее приток Итанца (Белоусов и др., 1932).

М.М. Тетяев и Ю.М. Шейнман (1937) также полагали, что современная долина Селенги в самом нижнем течении образовалась в результате перехватов более древних широких долин.

Ю.А. Данилевский (1938) считал, что современная речная и озерная сеть юго-восточного побережья Байкала возникла в результате перестройки древней сети, которая сопровождалась перехватами, вызванными неравномерными вертикальными тектоническими движениями. Он полагал, что в районе развит эрозионный рельеф, причем господство форм рельефа северо-восточного простирания связано с тем же простиранием горных пород и трещиноватости, а северо-западное — с их трещиноватостью. На первом этапе развития рельефа древняя Селенга-Итанца впадала не в Байкал, который, возможно, тогда еще не существовал, а текла в Баргузинскую котловину и из нее на северо-восток к Витиму. В случае допущения существования в то время Байкала многие озерные котловины этой речной системы являлись заливами Байкала или были связаны с ним протоками. По мнению Ю.А. Данилевского, остатки террасовидной поверхности свидетельствуют о том, что эта гидросеть тогда лежала на 150 м выше современного уровня Байкала. На втором этапе развития рельефа из-за неравномерных вертикальных тектонических движений произошла перестройка речной сети и намечился сток в Байкал. Древняя Итанца потекла уже в современном направлении, и в нее впадал Хаим, который позже был перехвачен Кикой, при этом образовалась терраса высотой 50 м.

Н.В. Думитрашко (1952а) в значительной мере разработала и дополнила представления Ю.А. Данилевского. Она также считала, что древнее Баргузино-Итанцинское межгорное понижение являлось единой речной долиной. В позднем мезозое в Хамар-Дабане не было ущелья Селенги и пра-Итанца (Селенга-Итанца) текла по этому понижению с севера из Баргузинской котловины в Южнобайкальскую. Ущелье Селенги в Хамар-Дабане возникло в третичное время в результате перехвата. Его осуществил приток пра-Итанцы, перепиливший Хамар-Дабан и спустивший имевшееся в Гусиноозерской впадине озеро. Этот процесс закончился к концу третичного времени.

В результате детальных геологических исследований в довоенные и особенно в послевоенные годы во многих местах Забайкалья были найдены и описаны отложения, которые считали аллювиальными и принадлежащими крупным транзитным рекам. На основании этого реконструировали третичную речную сеть. Древний аллювий плейстоценового или, возможно, неогенового возраста, лежащий на мезозое, обнаружен в Тугнуйской и Боргойской впадинах, на основании чего Н.А. Флоренсов (1960а) считал доказанной связь с мезозойскими впадинами не только отдельных отрезков современной, но и более древней долинной сети. Остатки таких древних долин в виде седловин имеются около долины Селенги, южнее Улан-Удэ (Флоренсов, 1960а). В одной из них, за горой Тологой I, залегают местный пролювий, а не аллювий Селенги (Александрова и др., 1963; Лискун, Ренгартен, 1963). На Витимском плоскогорье А.Н. Булгатовым (1960, 1962) обнаружен неогеновый аллювий, залегающий в донеогеновых долинах северо-

восточного простирания, — Киджимит-Бурульзаевской и Витим-Джилдинской, совпадающих с неотектоническими депрессиями того же простирания. А.Н. Булгатов на основании ориентировки косой слоистости в отложениях установил северо-восточное направление стока этих древних рек. Предполагаемые и доказанные остатки неоген-четвертичных речных долин описаны также на примере Прибайкалья, Хамар-Дабана с Джидинским районом, юго-восточного Забайкалья и других районов (Аносов, 1964; Борсук и др., 1966; Ендрихинский, 1968; Нагорья Прибайкалья и Забайкалья; 1974; Антощенко-Оленев, 1975; и др.).

Н.А. Флоренсовым и М.Ф. Кузнецовым (1959) высказана мысль о наличии в плиоцене стока вод бассейна Селенги в сторону центральных частей Монголии и об образовании современной гидросети в середине четвертичного периода или еще раньше путем неоднократных перехватов и регрессивной эрозии рек бассейна Байкала. Критика этих взглядов имеется в книге Д.Б. Базарова (1968б). Такое направление стока древних рек Забайкалья предполагалось еще и раньше. Основанием для этого служило одинаковое простирание межгорных впадин, их четко- и кулисообразное расположение, наличие сквозных слепых долин, которые принимались за остатки древних речных долин, ориентированных на юго-запад. В.А. Обручев (1929) и П.М. Клебенский (Базаров, 1968б) предполагали, что Хилок раньше тек по Топкинской долине и впадал в Чикой, который, в свою очередь, тек в Орхон по Киранской степи и по долине Бурин-Гола. На самом деле, как показали геологические исследования, сопровождавшиеся бурением, а также изучение четвертичных отложений Д.Б. Базаровым (1968б) и нами, здесь нет древнего аллювия. Нет здесь и древнечетвертичных песков, развитых в долине Хилка. Так, например, в Ноехонской впадине между Хилком и Чикоем обнаружены только кайнозойские делювиально-пролювиальные глины и суглинки с дресвой и щебнем и золотые пески, под которыми на глубине 2—9 м лежат мезозойские отложения или неогеновые красноцветные глины с обломками базальта. Кроме того, нет открывающихся в сторону Гоби сквозных долин, днища крупных речных долин северной Монголии закономерно понижаются к северу и в Гоби нет мощного аллювия (Маринов, 1957).

В результате новых исследований установлено, что речная сеть Забайкалья и Монголии древняя и возникла в меловое и третичное время и что наблюдающиеся перехваты незначительны, а осадочные меловые и третичные отложения имеют местное происхождение. Они образовались при разрушения межкотловинных поднятий. О стоке рек к северу свидетельствует и громадная мощность кайнозойских дельтовых отложений Селенги. Кроме того, к северу закономерно уменьшается абсолютная высота речных террас и гор, что также свидетельствует о древнем стоке вод к северу.

Древние долинообразные углубления отмечались и в юго-восточном Забайкалье. Часть из них погребена под делювиально-солифлюкционными верхнечетвертичными отложениями и четвертичными базальтами. Спорным является и вопрос о происхождении и о перестройке путем

перехватов речной сети в низовьях Онона и на Аргуни. Еще Е.А. Пресняков (1930, 1964) полагал, что в четвертичный период развитие рельефа Восточного Забайкалья было тесно связано с Восточно-Гобийской депрессией и котловиной оз. Далай-Нор и что современный сток из этого района в Амур по Онону и Аргуни образовался недавно. По сообщению Е.И. Корнутовой (1968), проводившей в Забайкалье детальные полевые исследования, резкой перестройки речной сети здесь не было и современное направление стока рек унаследовано с мелового времени.

Неоднократно высказывалось предположение о существенной перестройке речной сети путем перехватов и о перемещении водораздела между реками бассейнов Лены и Амура (Павловский, Цветков, 1934; Павловский, 1948а,б; Коржув, 1956; и др.). Прорыв Станового нагорья Витимом и Станового хребта Олекмой объясняют также постепенным врезанием в поднимающиеся горные хребты-горсты доплейстоценовых транзитных рек, истоки которых располагались в Хэнтэй-Чикойском нагорье (Воскресенский, 1957; Базаров, 1961б; и др.). При этом реки приспособлялись к раздробленным разломами зонам, а перехваты путем регрессивной эрозии имели сравнительно малое значение и, по мнению Г.Ф. Лунгерсгаузена (1965), обуславливались в основном интенсивным образованием проломов-грабенов по периферии растущих сводово-глыбовых поднятий (Удоканского свода), а не общим поднятием свода.

При формировании некоторых древних сквозных долин существенным было образование педиментных проходов или перевальных педиментов, довольно широко распространенных в Забайкалье (Пиотровский, 1964; Никольская и др., 1967), очень часто принимаемых за остатки древних речных долин. Педименты наблюдаются не только в степной и лесостепной зонах, но и в лесной (Симонов, 1972 и др.). Они развиты в районах с останцами "дряхлого" позднемезозойского рельефа и тесно связаны с речными долинами и днищами котловин. Долинные педименты часто постепенно переходят в пролювиальные равнинные участки, упирающиеся в речные образования. Они внешне похожи на речные террасы, за которые их иногда ошибочно принимают.

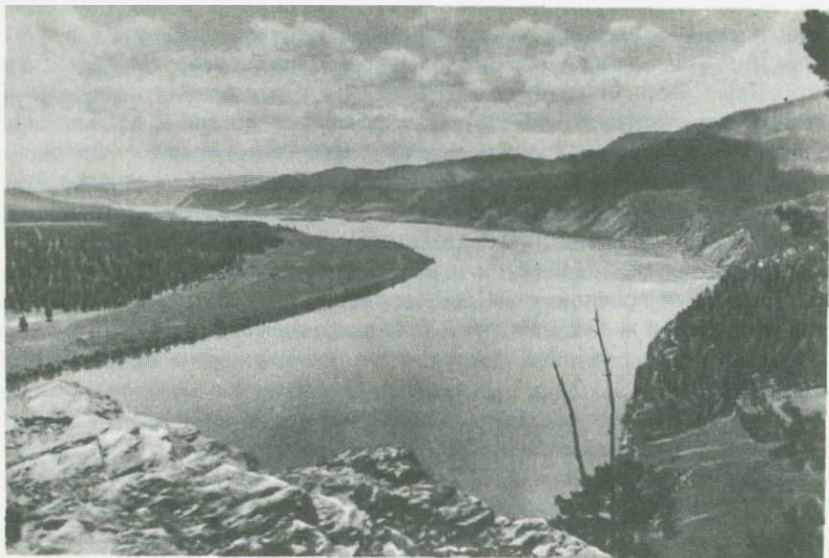
В Прибайкалье, как и в других относительно молодых горах, педименты только начали развиваться. Здесь сохраняется крутосклонный рельеф, средние и высокие речные террасы уничтожены. Сильно выложенные денудацией верхние части склонов речных долин создают ложное впечатление о том, что современные узкие долины врезаны в широкие древние долины, свидетельствующие об иных, чем теперь, природных условиях, о замедленном поднятии гор, об их выравнивании.

Террасы Селенги. Как уже отмечалось, для субширотных участков долины Селенги, как и ее крупных притоков, характерно асимметричное размещение отложений (см. рис. 17). На северном и северо-западном берегах развиты щебенчато-галечные конусы выноса притоков и низкие террасы. На южном или юго-восточном берегах развита мощная толща по-разному террасированных песчаных и супесчаных отложений. К ним прислонены галечные и песчаные низкие речные террасы, на поверхности которых имеются золотые образования.

В долине Селенги, в низовьях ее притока Уды и в некоторых других долинах, мощность четвертичных отложений во впадинах достигает 80—120 м, а в ущельях при пересечении горных хребтов — 10—20 м. В периферийных частях впадин на красноцветных отложениях и на коре выветривания залегают супесчаные и песчаные отложения, относимые, по аналогии с другими изученными отложениями с такой же литологией, к раннему плейстоцену. Осевые части котловин и ущелья заполнены немymi речными галечниками и песком, в верхних горизонтах которых найдена позднеплейстоценовая фауна (Равский и др., 1964; Базаров, 1965, 1968б; и др.). Верхние горизонты галечников также образуют прислоненные речные террасы, высотой 1,5—3 и 6—9 м, а пески и супеси — местами речные террасы, высотой 13,5—20 м, и более высокие террасовидные поверхности, происхождение которых рассмотрено выше.

В последнее время все больше сомнений вызывает позднеплейстоценовый возраст немых погребенных галечников, так как для некоторых разрезов на юге западного Забайкалья установлен вероятный ранне- и среднеплейстоценовый возраст — находки зуба лесного слона в галечниках карьера у с.Джида, выветрелые галечники Наушкинского и Усть-Кяхтинского сужений долины Селенги и другие (Базаров и др., 1969; Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974). По нашему мнению, такие галечники отлагались одновременно с песками и супесями кривоярской свиты и эти отложения являются различными фациями — от пролювиальных до речных. Их большая мощность объясняется одновременным относительным прогибанием впадин и поднятием горных хребтов, а некоторое переуглубление в поперечных участках речных долин в горах — общим поднятием уровня воды в Байкале и накоплением осадочных отложений. Решение этого вопроса зависит от выявления характера контакта между песчаными и галечными отложениями. А его можно изучить при специальных исследованиях, сопровождающихся буровыми работами. Существенное значение имели бы и дополнительные находки ископаемой фауны.

В.В. Белоусов (Белоусов и др., 1932), Н.В. Думитрашко (1948а, 1952а) и другие исследователи полагали, что низкие, средние и высокие речные террасы Селенги переходят в террасы Байкала. Н.В. Думитрашко (1940) отметила, что из имеющихся здесь десяти террас речными галечниками сложены: пойма, первая, вторая и в Улан-Удэ основание шестой надпойменной террасы. Остальные же террасы образованы в мощных мелководных озерно-флювиогляциальных песках и супесях. Э.И. Равский и В.Г. Гербова (Равский и др., 1964) считали настоящими речными террасами только две нижние (высота 6—10 и 15—20 м), а более высокие — сложенными озерными или озерно-речными песками или же структурными. Д.Б. Базаров (1968б) выделил в долине Селенги террасы высотой: 6—8, 9—12, 18—22, 35—40 и 60—80 м, причем две верхние сложены озерно-речными песками кривоярской свиты. Кроме того, Д.Б. Базаров отметил, что на участках долины Селенги, пересекающих межкотловинные перемычки, размытые речные отложения залегают на еще более высоких ступенях, а аллювий



Р и с. 47. Река Селенга выше устья Оронгоя. За Селенгой видна высокая денудационная ступень

второй террасы в Иволгинской и некоторых других котловинах погружен под современную пойму.

По нашим наблюдениям, на всем протяжении долины Селенги имеются аккумулятивные поймы и первая надпойменная терраса. Более высокие террасы сохранились местами (рис. 47). Преобладают террасовидные ступени подрезанные Селенгой на разной высоте и образованные пролювиальными и делювиальными шлейфами и местами наземными дельтами. На склонах узких участков долины Селенги далеко прослеживаются хорошо выраженные в рельефе скальные террасовидные ступени высотой от 10 до 100 м. Они являются останцами размытого дна и склонов древней долины Селенги. Здесь возможны находки ее древнего аллювия. Наиболее хорошо выражена десятиметровая ступень на правом берегу Селенги около ст. Билютай и на стрелке между Селенгой и Чикоем. Остатки коренной террасы, высотой около 25 м, имеются около города Новый Селенгинск, а плосковерхие скалы, высотой до 50—70 м, возможно остатки древнего дна долины Селенги, встречаются около устья Джиды (рис. 48). В большей части случаев эти скальные ступени представляют собой более пологие участки горных склонов, подрезанных эрозионными или тектоническими уступами.

Из надпойменных террас, кроме первой, наиболее распространены обрывки второй террасы и в меньшей степени — третьей. К этим террасам спускаются участки пролювиальных равнин, сложенных на левом берегу Селенги щебнисто-суглинистым материалом, а на правом — золото-пролювиальными песками и супесями. Высота эрозионного обрыва в этих отложениях различна, например, около устья Джиды она до-

стигает 120 м. Севернее Боргойского хребта вторая и третья террасы Селенги сохранились только у выхода реки в котловины. Над ней поднимаются скальные ступени высотой 80–100 и 200 м.

В устье Уды по обе стороны от нее находятся, кроме галечниковых низкой и высокой поймы (первой террасы высотой 3 м), сливающиеся с надпойменными террасами террасовидные ступени. На левом берегу песчаные золово-пролювиальные отложения образуют покрытые дюнами террасовидные ступени высотой 6,5 и 17–20 м, в которых под пролювием, вероятно, скрыты вторая и третья террасы. Верхняя ступень полого повышается к горам, а перегибы на ней (высота 30–35 и 88 м), по-видимому, связаны с разломами. На правом берегу Уды над высокой поймой поднимается скат 22–25-метровой ступени с театром, над ней сложенная слоистым, гравелистым, хорошо окатанным галечником с прослоями песка 35–37-метровая ступень с вокзалом и еще выше — 42–47-метровая ступень. В эти отложения местами вложены эрозионные ложбины, наполненные несортированным пролювием — окатанной галькой, щебнем, дрсевой и песком. Ступени, как и высокая пойма, покрыты отложениями ливневых потоков. Эти отложения образовались при размыве конгломератов и песчаников ранне-позднемоловской сотниковой свиты, слагающих соседние холмы, и частично, ступени. Такое же происхождение имеют галечно-валунные с глыбами отложения на узких ступенях (высота 65–70, 90–100 и 135 м) и конусы выноса ручья на северном склоне Иволгинской котловины, западнее Селенги. Эти ступени, несомненно, подняты по разломам, которые хорошо выражены в рельефе.

Из выделенных Н.В. Думитрашко (1952а) в ущелье Хамар-Дабана и ниже его восьми террас Селенги настоящими речными террасами оказались только три нижние. Более высокие поверхности окаймлены эрозионным уступом и представляют подрезанные рекой делювиальные шлейфы и конусы выноса. Местами высота этих ступеней увеличена навешанным песком. Многие узкие ступени обусловлены литологией горных пород или разломами. Верхняя из аккумулятивных террас Селенги в этом ущелье сохранилась на ее левом берегу, на 14 км шоссе Улан-Удэ — Иркутск (высота террасы 11 м, ширина площадки — 10–15 м). Она сложена чередующимися слоями тонкослоистого мелкозернистого и гравелистого песка с мелкой галькой, рассеянной одиночной или слагающей линзы. Верхний слой гравелистого песка (мощность 50–60 см) состоит из слойков гравия, крупно- и мелкозернистого песка (мощность слойков гравия — 2,5–3,0 см, крупного песка — 1,5–3,0 см). Мелкозернистый песок (мощность слоев до 70–75 см) включает пачки косых слойков. Самые верхние (125 см) обнажения слагает несортированный делювиальный щебенчатый суглинок, вынесенный из долины ручья. В речных отложениях нами здесь собраны костные остатки мамонтовой фауны и позвонки рыбы.

Лучше всего террасы Селенги и террасовидные ступени сохранились в широтной части Удинского межгорного понижения и на Фофановской кристаллической перемычке — горсте. Они имеются в устье долины Итанцы, где над третьей террасой (высота 15–20 м) возвышает-

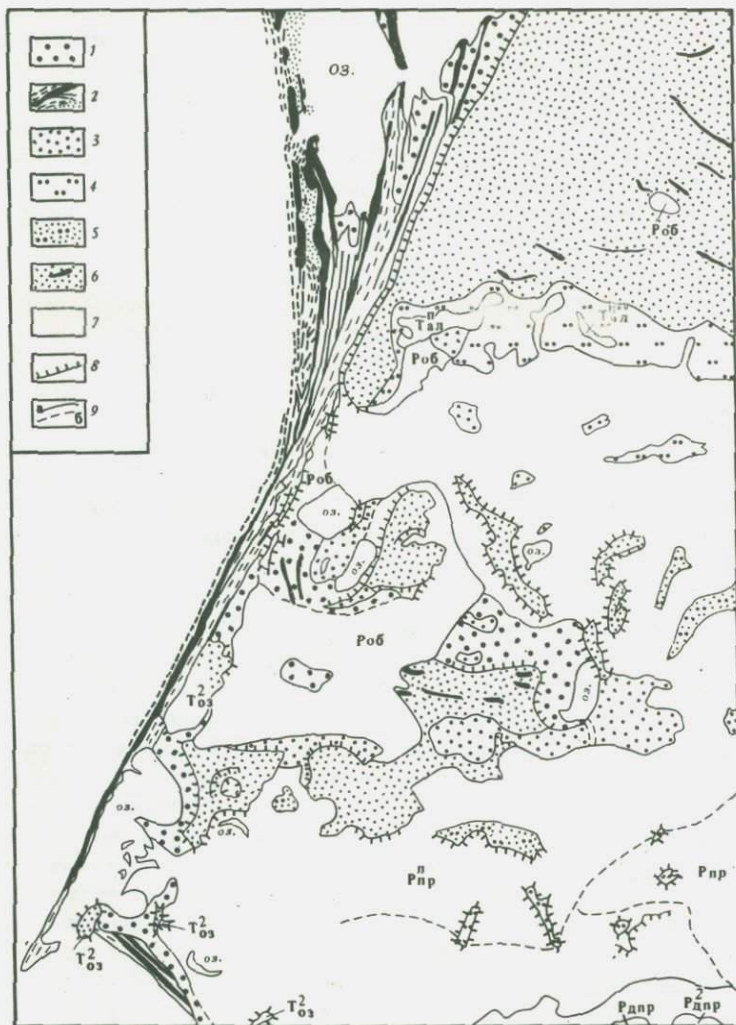
ся песчаная террасовидная ступень. Наиболее широка левобережная вторая терраса, на которой расположены селения. На участке, между 90–91 км шоссе Улан-Уде – Иркутск, нижние террасы сложены галькой с песком, покрытыми песчаным шлейфом. Верхние террасы и пологий склон над ними песчаные. Н.В. Думитрашко выделила здесь террасы (кроме низких): третью – 15–17 м, четвертую – 25–30 м и пятую – 40–60 м. По нашим наблюдениям, покровные песчаные отложения являются преимущественно золово-пролювиальными и содержат много золотого материала.

В районе дельты Селенги имеются современная дельта и остатки древней, расчлененной рукавами Селенги с поймой, первой (высота 3 м) и второй (высота 6–7 м) надпойменными террасами (рис. 49). Древняя дельта соответствует по возрасту третьей террасе (высота 15–22 м) и покрыта, как и вторая, песками, навешанными со стороны Байкала или с речных отмелей. Высота дюн местами превышает 10 м.

Происхождение долины Селенги. Результаты исследований последних лет не подтвердили историю развития долин Селенги и ее притоков Итанцы и Уды, описанную В.В. Белоусовым, Ю.А. Данилевским, Н.В. Думитрашко и другими исследователями. Правильным оказалось предположение В.А. Обручева (1938) о том, что ущелье Селенги в Хамар-Дабане существовало, вероятно, уже в мезозое. Селенга текла здесь и в кайнозое, о чем свидетельствуют мощные отложения ее дельты. В неотектонический этап развития рельефа Селенга врезалась по поперечной зоне разломов в поднимающийся Хамар-Дабан, а ее высокие террасы были уничтожены склоновыми процессами.

В долине Итанцы прослеживаются пойма и надпойменные террасы высотой в 0,5–1,0, 2,5–3,0 и местами 6,5–7,0 м. Первая терраса сложена супесью и суглинком со щебенкой и слабоокатанной галькой. Крупные притоки Итанцы отложили супеси с валунами и гравием, а более мелкие – суглинки с прослоями дресвы, щебенки и крупных остроугольных глыб камня. Расположенные у их устьев высокие аккумулятивные ступени сложены отложениями притоков и являются конусами выноса притоков, а не террасами главной реки. Широко распространены лессовидные суглинки и, севернее перевала в бассейне Кики, супеси с галькой, валунами или со щебенкой. Состав и строение этих отложений указывают на ближний перенос. На водоразделе Итанца – Кика в одноименной тектонической долине следы деятельности транзитной реки отсутствуют. Здесь лежит широкий щебенчатый конус выноса р. Цирлей, рукава которой направлены как в Итанцу, так и в бассейн Кики.

В Итанца-Кика-Хаимском межгорном понижении нигде не найдены отложения крупных транзитных рек. Нет их и на склонах этого понижения, где террасовидные ступени и холмы сложены скальными коренными породами, покрытыми довольно мощной дресвянистой корой выветривания и делювием. Наличие коры выветривания свидетельствует о неоген-раннечетвертичном возрасте впадины. Отсутствие средних и высоких террас и четвертичных отложений транзитной реки и озерных указывает на то, что эта депрессия в четвертичное время не являлась



Р и с. 49. Останцы плейстоценовой дельты Селенги на участке Дворец I — Посольск

1 — озерная равнина, соответствующая по возрасту пойме и первой надпойменной террасам Селенги; 2 — озерные береговые валы и косы; 3 — первая надпойменная речная терраса Селенги; 4 — то же, вторая; 5 — то же, перекрытая навейными отложениями; 6 — древняя дельта Селенги, перекрытая навейными песками; 7 — равнинные участки различного генезиса; 8 — бровка террас; 9 — границы: а — четкие, б — нечеткие. Равнинные участки: $T_{ал}^п$ — пойма Селенги; $R_{пр}^п$, $R_{пр}$ — пойменные и надпойменные участки наземных дельт Большой реки и других рек, текущих с Хамар-Дабана; $R_{дпр}$ — делювиально-пролювиальные $R_{дпр}^2$ — то же, соответствующие по возрасту второй — третьей террасам; $T_{оз}^2$ — вторая (посольская) озерная терраса, частично с навейными песками; $R_{об}$ — озерно-болотные, оз. — затопленные участки озерной равнины

ни речной долиной, ни озерной котловиной. По нашему мнению, реки пра-Итанца, по крайней мере в четвертичное время, возможно, и даже в кайнозой, не было, и это понижение состоит из различно ориентированных тектонических впадин: Итанцинской, озера Котокель, Баргузинской котловины и других менее значительных впадин-котловин. Владины расположены кулисообразно относительно друг друга, но не образуют единого межгорного понижения и не связаны друг с другом участками речных долин и низких широких перевалов. Владины обычно выклиниваются в горах или открываются в котловину Байкала. Не было также единой речной Итанцинской долины, приуроченной к депрессии Хаим-Кика-Итанца, сложной тектонической впадине, частично размытой реками.

Фактический материал опровергает также гипотезу о существовании пра-Уды. Наши полевые исследования в верховьях Темника, в долине Снежной и на междуречье Темника и Снежной, а также изучение аэрофотоснимков показали, что никаких следов древних долин рек здесь нет. Широкая сложная тектоническая долина верховьев Темника аналогична впадинам районов Еравнинских и Арахлейских озер и другим межгорным понижениям юго-западной части Витимского плоскогорья. Отсутствие в районе Селенгинска, особенно на перевале, древних речных отложений и форм рельефа опровергает существование здесь в прошлом пра-Чикоя. Местные понижения в рельефе возникли на месте малых неотектонических понижений.

Отсутствуют следы пра-Селенги в Гусиноозерском межгорном понижении. Однако можно допустить, основываясь на особенностях рельефа, что в кайнозой предполагаемая пра-Селенга текла к северу по Гусиноозерскому межгорному понижению, но отложения такой транзитной реки здесь не обнаружены. Вместо них, например северо-восточнее Гусиного озера, Средне-Убукунскую котловину заполняют верхнеюрские и нижнемеловые осадочные отложения, местами перекрытые местным кайнозойским пролювием и аллювием. Южная часть этой котловины покрыта делювиально-пролювиальным плащом, спускающимся с Моностойского хребта, а северная — наземными дельтами рек Загастай и Убукун.

Междуречье Загастая и Убукуна занято плосковерхим Загастай-Убукунским увалом, местами покрытым хорошо- и среднеокатанным аллювием Убукуна, текшего, как и теперь, с Хамбинского хребта. Этот увал возвышается на 30—50 м над поймами Загастая и Убукуна (рис. 50). Над его поверхностью поднимается (на 20 м) эрозионный останец, покрытый сильно выветрившимися верхнеэоценовыми (?) отложениями, которые, несомненно, принадлежат древней наземной дельте Загастая (см. рис. 50, $P_{цкд}^4$). Отложения более молодой (ранний плейстоцен, по Базарову, 1968б) дельты этой реки представлены менее выветрившимися ожелезненными валунниками с песком (см. рис. 50, $P_{цкд}^3$). Они сохранились лишь местами и обнажаются, например, на западном берегу оз. Щучье (высота бровки уступа 24 м над озером). Здесь залегают несортированные, преимущественно окатанные галечники с песком, а под д. Щучье — пески с галькой. Эта

дельта также частично размыта и замещена или перекрыта более молодой дельтой Загастая ($P_{КД}$) и другими отложениями. Отложения наземной дельты Убукуна отличаются от таковых Загастая: они представлены плохо сортированным щебнисто-галечниковым аллювием и обнажаются на восточном абразионном берегу оз. Щучье.

Отложения кайнозойской транзитной реки могли бы также сохраниться между Средне-Убукунской и Оронгойской котловинами, где возвышается останец — гора Большой Алтан. Севернее этой горы течет Убукун, окаймленный поймой, первой террасой и узкой полосой аллювиально-пролювиальной равнины. Южнее горы Большой Алтан расположена низкая (10 м) плоскодонная седловина, сложенная белесыми с охристыми и сизыми прожилками сильно каолинизированными отложениями, включающими слабоокатанную гранитную гальку, частично превратившуюся в дресву или песок и глину. Они принадлежат, вероятно, пра-Убукуну. Более молодых речных отложений и форм рельефа на этой седловине нет.

Оронгойская котловина почти целиком занята наземными дельтами Оронгоя и его притоков — Убукуна и Гильбири. Вдоль русел рек тянутся полосы поймы, а наземные дельты обычно соответствуют первой — второй надпойменным террасам рек. Более древние террасы и террасовидные ступени в этой котловине не обнаружены. Нет их и на дне Гусиноозерского понижения между Оронгойской и Иволгинской котловинами и в пределах последней котловины. Таким образом, в Гусиноозерском межгорном понижении на всем протяжении от Темника до Иволгинской котловины значительно нет никаких следов предполагаемой кайнозойской пра-Селенги. Нет их и в низовьях Оронгоя. По всем данным Селенга в кайнозое текла там же, где и теперь.

Детальные полевые исследования геоморфологии и кайнозойских отложений долины Уды показали, что в ней отсутствуют какие-либо следы крупной транзитной реки этого возраста, текшей на северо-восток к Витиму. На останцах дна Удинского межгорного понижения — на террасовидных ступенях и на поперечных грядах — не обнаружены отложения такой крупной транзитной реки. Останцы сложены верхнемезозойскими или более древними отложениями и покрыты злювием или местными пролювиальными отложениями. Исключение составляют истоки Уды, где выше Еравнинских озер сохранилась ее древняя наземная дельта, частично прорезанная Удой и ее притоками.

(Окончание подписи к рис. 50)

виально-пролювиальные наземные дельты Загастая, соответствующие по возрасту второй-третьей, третьей-четвертой, четвертой-пятой, пятой-шестой террасовидным ступеням; $P_{пр}$ — пойменные и надпойменные участки наземных дельт; $P_{цпр}^2$, $P_{цпр}^3$ — цокольные равнины, покрытые пролювием и соответствующей третьей-четвертой и четвертой-пятой надпойменным террасам и террасовидным ступеням; $P_{ал}$ — аллювиальные; $P_{бв}$ — сложенные озерными береговыми валами; оз — озерные, затопленные; $X_{эдн}^C$, $X_{дн}^C$ — эрозионно-денудационные и денудационные холмы и гряды, сглаженные; $X_{эдн}^D$ — то же, расчлененные

Эта дельта лежит восточнее базальтового плато, у подножия гор. Ее поверхность полого наклонена к северо-западу и к северу в сторону Еравнинских озер. На поверхности дельты видны следы русел — широкие и пологие ложбины цепочками болот и озерков. На юге в дельту врезана современная долина Уды (глубина до 45–60 м) с аккумулятивными (высота 1,0, 1,8 и 5 м) и двумя-тремя эрозионными (высота около 15–25 м) террасами. Вверх по течению Уды, ее наземная дельта переходит в высокую террасу Уды, к которой спускаются пологие плоские участки мерзлотно-солифлюкционной и аллювиально-пролювиальной равнин, сложенные отложениями склоновыми или притоков Уды. Высота высокой террасы Уды вверх по течению постепенно понижается и ее поверхность сливается с плоским днищем долины этой реки. Вниз по течению Уды глубина долины достигает, южнее оз. Южное-Долгое, у бывшего улуса Ашей, 100 м, а в 6 км выше устья р. Погромка — 160 м.

Перестройка речной сети в Прибайкалье и Становом нагорье

Неоген-раннечетвертичная речная сеть Прибайкалья и Станового нагорья также реконструирована на основе анализа речных террас и террасовидных ступеней. Н.В. Думитрашко (1952а) установила высоту и генезис речных террас Прибайкалья. Следом за ней А.А. Яценко (1956, 1958а,б) обобщил материалы по террасам и древним долинам северной части Прибайкалья и Станового нагорья. Выделенные А.А. Яценко террасы, хотя и имеют с террасами А.Г. Золотарева (1959, 1961, 1966) одинаковую высоту, по существу не увязываются с ними (Олюнин, 1975). По представлениям А.Г. Золотарева, по рекам Мама, Мамакан и другим в плиоцен-раннеплейстоценовые долины на глубину до 170 м врезаны раннеплейстоценовые долины с речными террасами высотой 10 и 25–40 м над уровнем современных рек. Эти террасы погребены под водными и ледниковыми отложениями. В них вложены современные речные долины с аккумулятивными пойменными и первой — третьей надпойменными террасами. Всего А.Г. Золотарев выделил, кроме пойменных, шесть выраженных в рельефе надпойменных террас, из которых настоящими речными он считает только пойменные и три нижние надпойменные террасы. Пятый уровень сложен мореной, террасирован уступами ледникового происхождения и локальными флювиогляциальными террасами. Шестой уровень вверх по долине переходит в дно отрога.

А.А. Яценко (1953) полагал, что древние долины имеются в Приольхонье, на о-ве Ольхон, между Приморским хребтом и Прибайкальской возвышенностью, на Витимском плоскогорье (палео-Ципа и др.), в Икатском хребте — на некоторых участках долин рек Ины, Гарги, Иката, Турки и других. Он нарисовал сложную картину четырехэтапной перестройки речной сети в результате возобновляющихся тектонических движений, перехватов и обезглавливания рек более ранних этапов ее развития.

Первый этап был предположительно дотретичным или раннетретичным, второй — третичным, третий — занимал конец третичного времени или постплиоцен до начала оледенения, а четвертый этап относился к послеледниковому времени. Речная сеть первого этапа развития рельефа была разрушена значительными тектоническими поднятиями. Во второй этап речная сеть сформировалась по новому плану, в большей части случаев секла более древние днища и использовала их лишь отчасти при заложении своих притоков второго и третьего порядков. Развитие рельефа второго этапа также было нарушено тектоническими движениями, и возникла предледниковая речная сеть третьего этапа развития. При ее формировании произошли многочисленные перехваты и обезглавливания рек и план гидросети вновь существенно изменился. Перехваты, причиной которых являлись тектонические движения, были разделены значительными промежутками времени. Развитие гидросети третьего этапа было прервано оледенением, после чего наступил четвертый этап перестройки сети, тоже сопровождавшийся перехватами. Так возникла современная гидросеть.

Предложенная А.А. Яценко схема развития речной сети стройная, но она основана на морфографических признаках. В ней нет анализа новейших тектонических структур и их связей с морфоструктурами. Нет также характеристики аллювия и других рыхлых доледниковых отложений, которые могут залегать под ледниковыми отложениями. В своих построениях А.А. Яценко исходил из представления о том, что террасы и террасовидные ступени района являются в основном останцами днищ древних речных долин или речными террасами. Он в разных долинах выделил и подробно описал от шести до тринадцати террас.

Из описания А.А. Яценко видно, что настоящими речными аккумулятивными террасами являются, как и у Н.В. Думитрашко (1939), только три нижние, высотой до 12—18 м, при этом первая из них пойменная. Четвертая терраса обычно сложена мореной и флювиогляциальными отложениями, местами с поверхности частично размытыми потоками ледниковых вод, и часто представляет подрезанные реками участки морены. Четвертая по счету терраса верховий Витима и его притоков сложена мощной толщей сыпучих песков с галькой, перекрытых суглинком, и является речной. В Верхнеангарской же впадине к четвертой террасе отнесены обширные флювиогляциальные наземные дельты Котеры и других левых притоков Верхней Ангары, местами перекрытые толщей навейных песков (см. рис. 16). Пятая — восьмая террасы представляют различные образования: местами это обрывки цокольных речных террас, высота которых вверх по долинам уменьшается. Чаще же всего, по нашему мнению, к этим террасам отнесены узкие тектонические блоки, иногда покрытые отложениями притоков, а не основной реки. Терраса, высотой 200—220 м, также является полигенетическим образованием: тектоническими ступенями, обрывками днищ грабенов, структурными ступенями, а в долинах, подвергавшихся оледенению, она обработана ледниками. К этому же

уровню можно отнести и предполагаемую террасу высотой 80—90 м верховий Витима и его притоков, расположенную на уровне дна древних долин-грабенов.

Таким образом, в Становом нагорье имеются до двух-трех низких и средних речных террас и несколько разного генезиса средних и высоких террасовидных-поверхностей. Только на некоторых площадках изредка находят следы деятельности главной реки или ее притока. Вопрос о происхождении речной сети в северном Прибайкалье и Становом нагорье окончательно не решен.

Строение Тункинского межгорного понижения и террасы Иркутта. В юго-западном Прибайкалье долина Иркутта является примером перестройки речной сети доорогенного этапа. Река Иркутт спускается с Окинского плоскогорья и течет к востоку вдоль котловин Тункинского межгорного понижения. Ее долина то расширяется в котловинах, то суживается до тесных ущелий в межкотловинных горных перемычках.

Тункинское межгорное понижение на севере окаймлено крутым сбросами южным склоном Тункинских Гольцов, а с юга — продольными ступенчатыми сбросами северного склона Хамар-Дабана. Само Тункинское межгорное понижение также разбито разнонаправленными разломами на глыбы — ступенчатые горсты и грабены. Наиболее глубоко опущены котловины Мондинская, Хойтогорльская, Туранская, Тункинская, Торская и Быстринская. Их разделяют перемычки — горные отроги Хара-Дабан, Ниловский, Еловский и холмисто-грядовые поднятия между Торской и Быстринской котловинами. В котловины и межкотловинные перемычки на разную глубину врезаны долины Иркутта и его притоков. Хойтогорльскую котловину и Ниловский отрог пересекает Ихэ-Ухгунь.

Долина Иркутта сравнительно узка и оттеснена к югу мощными шлейфами подножия Тункинских Гольцов. Эти шлейфы образовались в основном слившимися флювиогляциальными и пролювиальными конусами выноса, наземными дельтами, конечными моренами Иркутского, Ихэу-гунского и других ледников. Из конечных морен наиболее крупные морены Иркутского ледника в Мондинской и Ихэу-гунского ледника в Хойтогорльской котловинах (Олюнин, 1965а). Западнее с. Монды самый верхний вал береговой морены Иркутского ледника вышвышается над Иркутом на 350—360 м. За ним следуют валы на высоте: 330—340 м, 265 (главная береговая морена), 255, 240, 200—220 и 180—190 м, которые по направлению к востоку постепенно спускаются к реке. Ниже морен располагаются ступени, сложенные мореной, а на высоте 80—90 м — ледниковое ложе, в которое врезана современная долина Иркутта.

На участке Мондинская — Тункинская котловины лучше прослеживаются пойменные террасы высотой 2—3 и 3—6 м, а из надпойменных террас — высотой 9—12, 15—20, 28—35 и особенно 18—30 м. Терраса высотой 35—50 м является террасовидной ступенью — ложем ледника и флювиогляциальной равниной. Выше поднимается уступ в морене или скальный.

По мнению Е.В. Максимова (1965), выделенные им шесть террас в с. Монды являются стадийными террасами, связанными с ритмичным отступанием конца Иркутского ледника. В действительности этот ледник не отступал постепенно, а его язык остановился и превратился в "мертвый" лед, а сам ледник в горах распался на короткие ледники (Олюнин, 1965а). Кроме того, только четыре самые нижние террасы являются аллювиальными, а более высокие могли возникнуть при размыве тальными ледниковыми водами флювиогляциальных отложений и донной морены. Эти террасы являются локальными. Восточнее с. Монды они упираются в скальную теснину (глубина 35 м) и вновь появляются на участке от р. Ольхэ до Хойтогольской котловины. На высоте 35–50-метровая терраса распадается на редкие небольшие по площади останцы, а 15–20-метровая терраса сливается с конусами выноса притоков. В Туранской и южной части Хойтогольской котловины в долине Иркуты преобладают пойма Иркуты и широкие конусы выноса его притоков. Состав отложений пойменных террас вниз по течению Иркуты изменяется: хорошо сортированные валунно-галечниковые отложения сменяются галечниками с увеличивающимся содержанием песка. Это явление связано с местным базисом аккумуляции — дном Хойтогольской котловины.

Интересные следы частичной перестройки доледниковой речной сети сохранились в Хойтогольской и Туранской котловинах. Они связаны с подпруживанием Ихэухгунским ледником и его мореной речек, впадавших в Хойтогольскую котловину. Еще В.В. Ламакин (1935) считал, что этот ледник подпруживал воды бассейна Хойтогольской котловины, в результате чего в ней возникло озеро, воды которого перетекали через седловину на Ниловском отроге и промыли ущелье, по которому течет Ихэ-Ухгунь. Это ущелье заложилось вдоль тектонического разлома, к которому приурочен Ниловский минеральный источник. Существование такого озера доказывают слоистые супеси с торфом, найденные на северном склоне Ниловского отрога, вблизи с. Хойтогол (Равский и др., 1964). Ихэ-Ухгунь в Хойтогольской котловине, кроме наземной дельты, образовал песчаные террасы высотой 1,5 и 2 м.

Такая перестройка речной сети вероятна. До оледенения Ихэ-Ухгунь, приняв воды своих притоков выше с. Мойготы, несомненно, тек через западную часть Хойтогольской котловины к Иркуту — Хойтогольская котловина здесь соединяется с Туранской. Во время оледенения Ихэухгунский ледник завалил мореной западную часть Хойтогольской котловины, вплоть до Ниловского отрога. У подножия этого отрога теперь имеется узкая ложбина, отделяющая морену от отрога и лежащая на высоте 1020–1030 м над уровнем моря. Дно долины Иркуты ниже устья ущелья в Ниловском отроге лежит на высоте 840 м над уровнем моря. Чтобы воды из Хойтогольской котловины потекли через Ниловский отрог, их поверхность должна была подняться всего на несколько десятков метров над дном котловины (высота седловины 900 м). При этом затоплялась бы только незначительная часть Хойтогольской котловины между притоками Ихэ-Ухгуня — реками Хонголкой и Малый Хонголкой. Однако, возможно, такого озера не было,

и ущелье у Ниловской Пустыни первоначально принадлежало р. Малый Хонголдой, впадавшей непосредственно в Иркут. Во время оледенения Ихэ-Ухгунь воспользовался этим ущельем и образовал в Туранской котловине наземную дельту.

Наземная дельта Ихэ-Ухгуня сливается с первой надпойменной террасой Иркуты, который образует здесь дельту, подпруженную с юга древними конусами выноса его притоков — рек Малый и Большой Зангисан. Первая терраса Иркуты (высота 10 м, у с. Туран — 6—7 м) сложена хорошо и среднеокатанными галькой и мелкими и средними валунами с песком, дресвой и глиной. Местами сохранились остатки 3,5—5-метровой террасы. Следы более высоких речных террас здесь не найдены.

На правом берегу Иркуты высокая ступень принадлежит слившимся конусам выноса и наземным дельтам (флювиогляциальным, пролювиальным) правых притоков Иркуты. Они подрезаны Иркутом на разную высоту. Так, например, бровка дельты Малого Зангисана возвышается около шоссе на 110 м над Иркутом. Здесь в основании разреза лежит красноцветная брекчия из щебня сильно выветрившегося андезито-базальта, залегающего плотными слоями. На брекчии несогласно и с размывом лежат флювиогляциальные серые валунно-галечниковые отложения, перекрытые пылеватыми супесями и мелкозернистыми песками (мощность 8 м) с невыраженной или плохо различимой слоистостью. Валунно-галечниковые отложения состоят из гранитных хорошо или среднеокатанных обломков, уложенных слоями. Они включают прослойки и линзы мелкой гальки с гравием и песком. Мелкозернистого материала сравнительно мало. Отдельные валуны и галька рассыпались в дресву. На самом деле, это, вероятно, флювиогляциальные отложения Малого Зангисана, отложенные во время максимума последнего оледенения, а не морена, как предполагали В.В. Ламакин (1935) и А.М. Рябчиков (Обручев, 1946а). В это время ледники лежали в долинах Малого и Большого Зангисанов и, возможно, спускались до устья Малого Зангисана, где в 2—4 км западнее этой реки на высоте 70—80 м над Иркутом находится вал невыясненного происхождения.

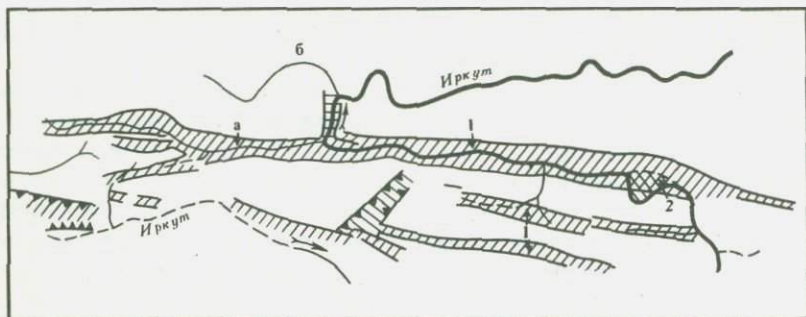
Более низкая (10—15 м над Большим Зангисаном) правобережная террасовидная поверхность имеется на междуречье Малого и Большого Зангисанов и восточнее последнего — это подгорный шлейф с золовыми грядами и буграми, которые В.В. Ламакин (1935) и Э.И. Равский и Л.В. Голубева (Равский и др., 1964) считали перигляциальными мерзлотными формами рельефа, возникшими на дне спущенного озера. В некоторых крупных буграх они обнаружили интенсивное смятие и нарушения слоистости супеси. Нами в разрезах таких бугров установлена ритмичная слоистость, параллельная поверхности форм рельефа, что свойственно дюнам. В 5,0—5,5 км, восточнее Большого Зангисана, террасовидная ступень сменяется низким аллювиально-пролювиальным шлейфом из отложений правобережных притоков Иркуты. Таким образом, высота речных террас, на участке от Мондинской до Тункинской котловины, постепенно снижается с 24—30 до 4—5 м. Уменьшается и количество террас: четвертая по счету терраса становится второй.

В Тункинской котловине преобладают флювиогляциальные и пролювиальные подгорные шлейфы, террасированные денудационные и холмисто-грядовые золовые равнинные участки, имеются лавовые плато и т.д. Южнее узкой долины Иркута лежит полого-наклоненная к нему плоская и пологоволнистая равнина из отложений его правых притоков. Более крупные реки, в бассейнах которых были древние ледники, вынесли наиболее окатанный и крупный материал. Малые реки, наоборот, отложили почти неокатанный (щелнистый) и несортированный более мелкозернистый материал. На этой равнине реки и ручьи местами образовали эрозионные врезы глубиной преимущественно в 3—4 и до 10—14 м, а также аккумулятивные террасы высотой в 3—4 м. Здесь имеются первая надпойменная терраса Иркута и останцы второй.

На северном, левом берегу Иркута над заболоченной низиной возвышаются песчаный массив Бадар и низкогорный Еловский отрог. Восточнее располагаются наземные дельты Тунки и ее притоков, а также пойма и первая надпойменная терраса Иркута, сменяющаяся его наземной дельтой. Эта дельта состоит из двух поверхностей, которые соответствуют второй и третьей надпойменным террасам. Золовые образования западнее устья Тунки описал еще А.Л. Чекановский (1874), полагавший, что они образовались в результате размыва и лежат на иле. Высота дюн составляет 1—10 м. Золовые участки отклонили Тунку к северу, и это привело к заболачиванию ее долины и соседних участков низменности, где местами имеются низкие булгуны, многочисленные термокарстовые озера и сохранились базальтовые холмы и гряды.

За долиной Тунки под Еловским отрогом вновь появляется средняя терраса Иркута (Красный Яр), строение которой описано выше. Как уже отмечалось, слагающие ее пески, перекрытые золовыми и делювиально-пролювиальными отложениями, имеют речное происхождение. В Торской котловине, севернее Иркута, находится обширная наклоненная к югу подгорная равнина из слившихся каменистых наземных дельт и конусов выноса левых притоков Иркута. Эту равнину Иркут подрезал на глубину 7—10 м. Наиболее крупный здесь приток Иркута р. Тубота и ее рукава образовали эрозионные террасы высотой 1,5, 2,8, 4,5 и 6,5 м. В восточной части Торской котловины Иркут блуждает у подножия Тункинских Гольцов, а количество его террас увеличивается до 4—5. Южнее долины Иркута находятся узкая полоса его низких террас и обширная террасированная наземная дельта Зун-Мурина, сложенная хорошо окатанными валунно-галечниковыми отложениями, перекрытыми песком. Зун-Мурином образовал пойменную и первую — третью надпойменные террасы и соответствующие им вложенные друг в друга наземные дельты. Высота поймы и первой надпойменной террасы достигает 1—2 и 3,0—3,5 м.

Следует отметить, что состав отложений террас Иркута зависит от состава наносов, приносимых притоками. Так, например, из Тункинской котловины в Торскую Иркут выносит в основном песок, а ниже устья Зун-Мурина он размывает галечники, так как Зун-Мурином выносятся гальку. Около с. Тибельти Иркут вновь отлагает песок. Еще ниже



Р и с. 51. Зыркузунская петля Иркуты

1 — заштрихованы тектонические уступы и речные долины, выработанные вдоль разломов; 2 — обвал; а — ручей Ирхоицк-Взем; б — ручей Большой Зубкогон

по его течению в него опять выносят гальку реки Верхняя, Средняя и Нижняя Тибельти.

Зыркузунская петля и проблема впадения Иркуты в Байкал. Вместо того, чтобы течь прямо в Байкал по Тункинскому межгорному понижению, Иркут в 15 км от озера, ниже устья Быстрой, поворачивает в горы, обходит с востока гору Мандартуй, затем резко поворачивает к запад-северо-западу и течет навстречу первоначальному направлению. Около устья р. Ирхоицк-Взем он опять резко поворачивает к север-северо-востоку и пересекает Зыркузунский хребет (рис. 51).

И.Д. Черский (1876) полагал, что в неогене Иркут впадал в Байкал. Позже Иркут был перехвачен притоком Енисея, перебившим горы, а затем ущелье заполнилось базальтами и Иркут вновь потек в Байкал. Еще позже Байкал ингрессировал в долину Иркуты, который размыл базальты и потек к современной Ангаре. Н.А. Кропоткин (1867) считал, что Иркут тек в Байкал по Иркут-Байкальской долине, дренируемой речками Ильча-Иркутная и Ильча-Култучная. А.В. Львов (1924) полагал, что имеются явные следы бифуркации Иркуты и его впадения в Байкал по долинам этих речек, в которых сохранились высокие террасы, несоответствующие размерам речек. Возможность стока Иркуты в Байкал допускалась также на основании низкого положения Иркут-Байкальского водораздела. Г.Н. Башкевич (1856) определил превышение нижней точки Иркут-Байкальского водораздела над Иркутом в 8,5 м вместо действительных 50 м.

По Н.В. Думитрашко (1939), Зыркузунская петля возникла в результате последовательных речных перехватов. Первоначально Иркут тек в Байкал, и слева в него впадал ручей Ирхоицк-Взем. Одновременно на месте современного нижнего течения Иркуты существовала долина небольшой речки, верховье которой составляла долина современной р. Большой Зубкогон. Позже, после углубления долины Большого Зубкогона, его небольшой правый приток в результате пятеющей эрозии перебил узкий водораздел между Большим Зубко-

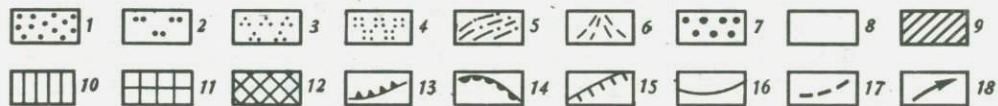
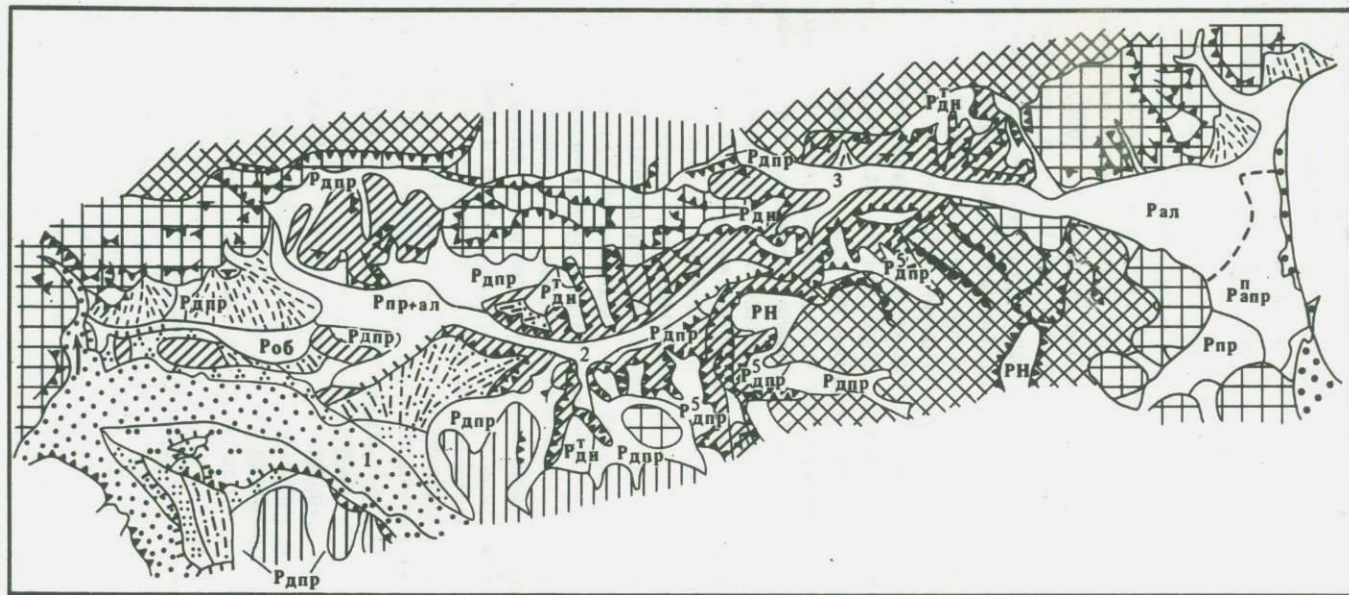
ном и Ирхоицк-Вземом и перехватил верховья последнего. При этом ущелье Ирхоицк-Взем, восточнее места перехвата, было углублено ручьем, текшим навстречу Ирхоицк-Взему и постепенно передвигавшим в результате пятащейся эрозии свое верховье к востоку. Впоследствии этот ручей перехватил Иркут, который потек по новому руслу и покинул Иркут-Байкальскую долину.

Причина поворота Иркута объясняется также значительными тектоническими перемещениями земной коры в Тункинской впадине, образованием открытой сбросовой трещины на месте Зыркузунского ущелья. (Башкевич, 1856), оттеснением Иркута лавовым потоком, более поздним поднятием Зыркузунского хребта (Меглицкий, 1855).

Некоторые исследователи утверждали, что Иркут повернул из-за ледника, перегородившего Иркут-Байкальское понижение, где лежит морена из долин рек Большая и Малая Быстрая (Львов, 1930; Пилипенко, 1932; Дурденевская, 1934). Эта морена отделяет современную долину р. Большая Быстрая от реликтовой долины Иркута, по которой он раньше изливался в Байкал. М.В. Дурденевская предполагала, что ледник здесь образовался из наледей. Нарисованная М.В. Дурденевской картина древнего оледенения "сибирского типа" и его деградации в Иркут-Байкальском понижении сама по себе вероятна. При детальном изучении как фактического материала, приведенного в работах М.В. Дурденевской, так и других данных, в особенности наших полевых исследований, выяснилось, что следы подобного значительного оледенения здесь отсутствуют.

По нашему мнению, наиболее правдоподобно эпигенетическое происхождение Зыркузунской петли вместе со всей долиной нижнего течения Иркута. В этом районе имеются глыбовые горы, и гора Мандартуй является относительно наиболее поднятым блоком, частью ступенчатого горста, отделяющего Мотское ущелье от Тункинской впадины. С севера этот горст окаймлен мощным и длинным разломом, вдоль которого образовались долины рек Ирхоицк-Взем и Иркут, текущих навстречу друг к другу (см. рис. 51). Наличие разлома доказывает исключительной прямолинейностью долин, присутствием сильно трещиноватых милонитизированных пород, наличием на склонах сбросовых уступов со свежими зеркалами скольжения и широких и глубоких трещин, параллельных верховьям Ирхоицк-Взема. Ниже Зыркузунской петли Иркут образует врезанные меандры, вложенные в древнюю поверхность выравнивания, в которые врезаны также глубокие долины его притоков. Сброс, вдоль которого врезаны долины Ирхоицк-Взема и Иркута, продолжается к востоку и окаймляет с севера Быстринскую котловину.

Установлено, что Иркут-Байкальский перевал, как и низовья Малой и Большой Быстрой, покрыты валунно-галечниковыми отложениями, образующими современную пойму и обширную древнюю наземную дельту с вложенными в нее террасами рек. Глубина вреза долины Большой Быстрой в наземную дельту составляет 32 м, а высота ее террас у д. Быстрой достигает: первой — 3 м, второй — 7,5 и третьей — 16,5 м (рис. 52). Пойма значительно шире этих террас. Отложения поймы ак-



тивно перемещаются и теперь при прохождении селей, сопровождающих катастрофические паводки.

Наиболее значительный по площади останец наземной дельты сохранился на Иркут-Байкальском водоразделе. Он сложен хорошо окатанными крупными валунами, галькой и супесью. Валуны уложены плотно, но четких слоев не образуют. Эти же отложения слагают "стрелку" между реками Большая и Малая Быстрая и принесены ими, о чем писали еще А.А. Чекановский (1874) и И.Д. Черский (1876). А.А. Чекановский не сомневался в едином генезисе отложений останцов древней наземной дельты и в возникновении террас в результате ее размыва. Он полагал, что мощность этих отложений, тождественность их состава, непрерывное распространение вверх по течению рек Малая Быстрая, Тултуй и Харганта (Харханта) не вызывают сомнения, что некогда все пространство от Ильчинского моста на юго-запад до р. Харганты было занято единой тощей этих отложений.

Наши исследования подтвердили выводы А.А. Чекановского и И.Д. Черского и нами установлено, что древние отложения Большой Быстрой окатаны очень хорошо, что указывает на их флювиогляциальное происхождение. Наносы Малой Быстрой окатаны значительно хуже.

Древняя Быстринская наземная дельта сложена флювиогляциальными отложениями Большебыстринского ледника (Олюнин, 1969а). Их ледниково-водное происхождение признают также Э.И. Равский и Л.В. Голубева (Равский и др., 1964). Этот ледник оканчивался высоко в горах, а низкая холмистая полоса и узкая гряда у д. Быстрой, Быстринская Гривка, принимаемая за моренный вал, является эрозионным останцом древней наземной дельты, сложенной валунно-галечниковыми отложениями, причем в них нет неокатанного материала и крупных глыб. Высота Гривки над Быстрой 40 м, над лежащей севернее ее Иркут-Байкальской долиной — 6—18 м.

На довольно крутом северном склоне Быстринской Гривки в плане видны полукруглые выемки, похожие на излучины реки. Против

Р и с. 52. Схема геоморфологического строения восточной части Тункинского межгорного понижения

Долины: 1 — Большая Быстрая; 2 — Ильча-Култучная; 3 — Ильча. Речные террасы: 1 — пойма и первая надпойменная; 2 — вторая; 3 — третья; 4 — четвертая; 5 — позднелплейстоценовая наземная флювиогляциальная дельта; 6 — конусы выноса; 7 — озерная равнина, 8 — равнинные участки разного генезиса, 9 — эрозионно-денудационные холмы и гряды, расчлененные; 10 — денудационные низкие горы, сглаженные, 11 — эрозионно-денудационные низкие горы, расчлененные, 12 — то же, средние; 13 — уступы; 14 — положительные перегибы; 15 — бровки террас; 16 — границы четкие; 17 — те же, нечеткие; 18 — направление течения р. Иркут. Равнинные участки: $P_{дпр}^5$ — делювиально-пролювиальные; $P_{дпр}^5$ — то же, соответствующие по возрасту наземной дельте р. Большая Быстрая; $P_{пр}$ — пролювиальные; $P_{пр+ал}$ — пролювиальные и аллювиальные; $P_{пр}^п$ — аллювиально-пролювиальные, пойменные; $P_{ал}$ — аллювиальные; $P_{об}$ — озерно-болотные; $P_{дн}^T$ — денудационные, террасированные; P_H — нагорные равнины

этих изгибов, севернее Быстринской Гривки, на дне Иркут-Байкальской долины, имеются болотца, очень похожие на речные старицы. Эти образования, вероятно, принадлежат реке, текшей во время оледенения к Иркуту вдоль края наземной дельты и несшей талые ледниковые воды. Эта древняя река, как и Иркут-Байкальская долина, параллельна Большой Быстрой, но не связана с ней. Заболоченная Иркут-Байкальская долина наполнена голубой глиной — илом мощностью больше 19 м. С севера в эту долину спускаются щебнистые конусы выноса, часто размытые (Ильчинские Гривки). Таким образом, здесь нет, по крайней мере до глубины 19 м, отложений пра-Иркута, текшего к Байкалу.

А.А. Чекановский (1874) сомневался в возможности такого стока и доказывал это с помощью анализа геоморфологического строения Быстринской Гривки, Иркут-Байкальской долины и долины р. Култучная, впадающей в Байкал. В случае стока Иркут в Байкал, Большая Быстрая подмыла бы мыс Ильчинской (Быстринской) Гривки, Иркут промыл бы более широкую, чем Ильчинские щеки, долину, отложил бы выше их гальку и сформировал бы террасы в долине Ильчи-Култучной, чего на самом деле нет.

Иркут не тек в Байкал и раньше: залегающие под отложениями наземной дельты верхнеплиоценовые конгломераты по составу похожи на ее отложения и отложения современных конусов выноса, т.е. они тоже принадлежат сравнительно небольшим водным потокам. Отсутствие следов пра-Иркута в долине Ильча-Култучной подтверждается еще составом и строением ее террас: имеется цокольная терраса (высота 27,0–28,5 м), покрытая валуно-галечниковыми с песком отложениями, возникшими при размыве наземной дельты Большой Быстрой. В результате размыва этой дельты возникли и террасы в верховьях правых притоков Ильчи-Култучной высотой в 6,0; 7,5–11,0; 16,0–18,0; 30,0–38,5 м западнее шоссе, восточнее его — 56,0–57,5 м. Пойма и первая терраса Ильчи-Култучной и Култучной сложены плохо сортированным мелким галечником, а обрывки более высокой террасовидной ступени — отложениями притоков этих рек. На других участках дно восточной части Тункинского межгорного понижения сильно размыто: Ильча-Култучная вблизи устья, в Шаманском ущелье, врезалась в его дно на 100 м, а Култучная — на 200–240 м. Расчленена и наземная дельта Большой Быстрой (на глубину до 60 м). Останцы дна Тункинской впадины хорошо видны на рис. 52 (Р^Т_{дн}).

Отсутствие следов пра-Иркута четвертичного возраста в долине рек Ильча-Култучная и Култучная доказывает также форма долины, состав отложений и строение террас. В долине Ильчи-Култучной, ниже моста кроме поймы имеются террасированные делювиально-пролювиальные конусы выноса ее левых притоков, соответствующие первой и второй — третьей террасам этой реки. Кое-где сохранились остатки и более высоких террас. Например, на правом склоне долины, под вершиной 566,7 м, расположена коренная терраса высотой 12 м и ниже ее по долине — цокольная терраса, покрытая валунами, высотой 27 м. По-видимому, эти останцы принадлежат одной и той же террасе. Она с перерывами прослеживается до впадения Ильчи-Култучной в Култуч-

ную. Здесь, на "стрелке" между этими реками, имеется терраса, высотой 28,5 м, со скальным цоколем (14,5 м); сложенная валунно-галечниковыми с песком отложениями (до высоты 27 м над рекой), покрытыми несортированным и неокатанным мелкообломочным чехлом (1,5 м). Кроме того, на этой "стрелке" валуны лежат и на высоте около 60 м над рекой. Они заходят в долину Ильчи-Култучной. Вероятно, валунные и галечниковые отложения образовались здесь за счет переотложения наносов древней наземной дельты Большой Быстрой. Таким образом, в восточной части Тункинского межгорного понижения следы пра-Иркут не обнаружены.

На основании анализа имеющихся материалов нам представляется следующая последовательность событий формирования современного рельефа в районе нижнего течения Иркута. В среднем миоцене Иркут тек среди пологоувалистой и пологохолмистой местности. Тогда здесь не было резко выраженных в рельефе Тункинского межгорного понижения и горстовых горных массивов. Иркут меандрировал примерно там же, где течет теперь, где-то над горой Мандартуй и Зыркузунским хребтом. В среднем миоцене усилились орогенические движения, перемещения по старым разломам и возникновение новых. Из трещин потекли базальты, наполнившие речные долины, и покрыли склоны и вершины гор. Местами базальты перекрыли речные отложения и чередуются с ними (Слюдянская стрелка; Логачев, 1955). После произошли вертикальные перемещения по сбросам и образовались новые трещины, секущие базальты. Продолжали подниматься Тункинские Гольцы и их отроги и одновременно погружались депрессии. Иркут и его притоки стали врезаться в поднимающиеся горы, при этом в первую очередь размывались менее плотные породы, особенно разбитые трещинами. Долины этих рек оказались подчиненными тектоническим разломам. Позже поднятие гор продолжалось. Несколько медленнее поднималось Иркут-Байкальское межгорное понижение. Примерно в середине четвертичного периода в Быстринской котловине произошло небольшое излияние базальтов. Тогда же, или несколько позже, в конце плейстоцена, в верховьях Большой Быстрой лежал ледник, а в ее низовьях образовалась наземная дельта из флювиогляциальных отложений, покрывшая Иркут-Байкальский водораздел. После оледенения горы и межгорное понижение продолжали подниматься, а реки и ручьи образовали современные долины. Глубина их вреза в Иркут-Байкальское межгорное понижение при этом местами достигла 50—100 м.

В заключение отметим, что современная речная сеть Прибайкалья, Забайкалья и соседних горных районов в основных чертах заложена до неотектонического этапа. При новейших тектонических движениях возобновились погружение котловин-грабен и поднятие горных массивов-горстов. В сравнительно медленно поднимающихся горах ранее текшие здесь реки прорезали долины и отделили останцовые возвышенности. Крупные и средние реки, а затем и их новые притоки разработали долины вдоль податливых эрозии зон, в основном вдоль разломов. Широкие участки долин на самом деле представляют не остатки древней речной сети (нет следов деятельности крупных рек), а тек-

тонические депрессии. Ущелья являются молодыми antecedentными долинами, врезанными в молодые тектонические поднятия.

В долинах юга Сибири и Забайкалья широко распространены речные террасы и террасовидные ступени разного генезиса — тектонические ступени, участки денудационных и аккумулятивных равнин, подрезанные транзитными реками. В бассейне Байкала существуют низкие речные террасы, а средние и высокие террасы встречаются преимущественно в бассейнах Лены и Амура. Это объясняется тем, что Байкал в кайнозое являлся главным базисом эрозии и аккумуляции и за пределы его бассейна обломочный материал не выносился. В бассейне Витима, открытого к морю, такой вынос осуществлялся и происходило прогрессирующее общее врезание рек в поднимающиеся, как единое целое, горные массивы. При образовании местных базисов эрозии и связанных с ними террас большое значение имели дифференцированные перемещения по разломам блоков, которые подняты на разную высоту, часто перекошены и прорезаны реками на различную глубину. В морене и флювиогляциальных отложениях местами также возникли локальные террасы. Все это создало запутанную картину размещения и строения речных террас. Поэтому для изученной нами территории, да и любого другого горного района, существуют различные схемы террасовых уровней разных исследователей, часто несопоставимые даже в пределах одной долины.

Вызванные регрессивной эрозией крупные последовательные перехваты, которые привели бы к коренной перестройке древней гидро-сети Забайкалья и Прибайкалья в неоген-четвертичное время, лишь предполагаются. Можно думать, что такие перехваты рек имели подчиненное значение. Доказаны только молодые перехваты верховий небольших ручьев. В районах, подвергавшихся плейстоценовому оледенению, перехваты верховий рек и "слепые" долины довольно обычны, но перестройка гидрографической сети здесь часто связана с врезанием ледниковых вод, подпруженных льдом или моренами и переливавшихся через различные преграды. Размещение долин транзитных рек унаследовано с доорогенного этапа развития рельефа, но их форма, а также размещение и особенности рельефа долин их притоков predeterminedены до деталей новейшими тектоническими и сейсмотектоническими структурами и их элементами. Лишь в местах пересечения реками монолитных массивов, лавовых потоков и плато или мощных осадочных толщ простирающие долин не подчиняется малым и средним тектоническим структурам и формам и возникают врезанные, обычно извилистые долины.

Изложенные факты и выводы в первую очередь касаются четвертичной речной сети. В неогене речная сеть местами отличалась от современной. В настоящее время накапливается все больше материала для ее реконструкции, к сожалению, не всегда достаточно достоверного и правильно понятого. Тем не менее для некоторых районов с более спокойным и более древним рельефом, чем в Прибайкалье, обнаружены ее, вероятно, достоверные следы, на основании которых реконструируют, например, пра-реки в Приморском хребте (Логачев и др., 1964; Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974).

ДРЕВНИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ОЗЕРА

Озера неравномерно разбросаны по территории описываемого района. Наиболее многочисленные и крупные из них расположены в межгорных понижениях, в речных долинах и в истоках рек. Значительно меньше их на возвышенностях. Размеры озер изменяются от десяти метров и меньше в поперечнике до сотен километров в длину и десятков в ширину (Байкал, Хубсугул). Глубины также изменяются от нескольких метров у малых озер до 1620 м у Байкала. Самые большие озера лежат в тектонических впадинах, часто выше рек и в стороне от них.

Происхождение озерных ванн

Классификации озер и озерных котловин Забайкалья предложены Л.И. Мухиной и Ю.Г. Симоновым. Л.И. Мухина (1965) на Витимском плоскогорье выделила: 1) озера — остатки древних озерных водоемов; 2) водораздельные озера базальтовых покровов, образовавшиеся за счет неровностей поверхности базальтов; 3) озера кратеров потухших вулканов; 4) озера- старицы на речных поймах и низких террасах; 5) термокарстовые озера межгорных понижений. Ю.Г. Симонов (1969, 1972) озерные котловины Забайкалья подразделяет на: 1) созданные в результате опускания днища; 2) выработанные за счет удаления части объемов приповерхностных толщ горных пород (без участия деятельности реки); 3) связанные с неравномерной аккумуляцией (седиментацией) осадков; 4) созданные подпруживанием постоянных или временных водотоков; 5) комплексного происхождения.

Ю.Г. Симонов считает, что малые озерные ванны Забайкалья сформировались под воздействием мерзлотно-тектонического процесса на севере и солончаково-тектонического на юге. Озерные ванны северного типа образовались в условиях сплошной многолетней мерзлоты на таликах над наиболее открытыми тектоническими трещинами в достаточно мощных рыхлых отложениях. Часто такие озера расположены вдоль швов, разделяющих денудационные и аккумулятивные участки равнин и в их формировании участвует нивация. Наиболее благоприятны для образования таких озерных ванн супеси и суглинки, неблагоприятны глины и отложения с грубым механическим составом. Крупные озера (Кенон около Читы), вероятно, располагаются над наиболее обводненными зонами. К северному типу Ю.Г. Симонов относит Беклемишевские (Арахлейские) и Еравнинские озера. По нашим наблюдениям, Беклемишевские озера подпружены наземными дельтами, а Еравнинские — дельтами и лавами. К этому типу, вероятно, относится оз. Гунда из Еравнинской группы озер, подпруженное выходами гранитов, мезозойскими осадочными породами и своими береговыми валами.

Озерные ванны южного типа формируются в обводненных зонах над трещинами грунтовыми водами в результате морозного выветривания зимой и химического летом. При этом плотные коренные породы измельчаются до пылеватых щепнистых супесей и суглинков, а на их поверхности или на других рыхлых отложениях возникают солонча-

ки или временные озера. Минеральные частицы с поверхности солончаков выносятся при дефляции и снежной коррозии.

Мы предлагаем более развернутую классификацию озерных ванн Центрально-Азиатского орогенного пояса и считаем, что их генезис тесно связан с окружающими более крупными формами рельефа. Они имеют преимущественно эндогенный, экзогенный или смешанный генезис. Происхождение озерных ванн и запруд как эндогенных, так и экзогенных, но в меньшей степени, обусловлено воздействием соответственно эндогенных и экзогенных геоморфологических процессов. К эндогенным озерным ваннам можно отнести тектогенные, сейсмогенно-гравитационные и вулканогенные. Экзогенные озерные ванны представлены ваннами озер: старичных, термокарстовых, карстовых, суффозионных, моренных, каровых и "эоловых", а также ваннами озер, подпруженных конусами выноса, оползнями, обвалами и т.д. Особо выделяются метеоритные озерные ванны.

Все крупные и многие малые озера района принадлежат к тектогенным озерам байкальского и гобийского типов, выделенных Н.А. Флоренсовым (1968). Они находятся на дне крупных отрицательных морфоструктур — впадин байкальского, забайкальского и гобийского типов. У озер байкальского типа, характерного для Прибайкалья, озерные котловины и вмещающие их межгорные понижения развиваются за счет разрушения и отступления окружающих гор, а у гобийского (даурского) окружающие предгорья гор постепенно вовлекаются в поднятия и котловины суживаются.

Ванны озер байкальского типа очень молодые (Орон, Ничатка, Телецкое) или древние, но продолжающие развиваться (значительная часть Байкала, Хубсугул в Монголии). Их берега часто скалистые. Возникают они на некомпенсированных или недостаточно компенсированных кайнозойскими осадочными отложениями участках молодых тектонических депрессий в кристаллических породах. Озерные котловины и сами озера имеют удлиненную форму, обычно большую глубину и местами крутые подводные склоны. Это — пресные, проточные с обильным питанием озера.

Озерные ванны гобийского типа, наоборот, отличаются значительной древностью. Они развиваются не на породах кристаллического фундамента, а на мощной толще мезо-кайнозойских осадочных отложений, в той или иной степени деформированных новейшей тектоникой. Н.А. Флоренсов (1968) отмечает, что эти озера лежат в стороне от транзитных рек (Большое и Малое Белое в Боргойской котловине, Гусиное озеро и др.), часто заполняют мульдообразные прогибы на дне мезо-кайнозойских тектонических впадин, реже псевдомоноклинальные депрессии, и образуют цепочки, соединенные протоками (рис. 53). Таковы Еравнинские и Беклемишевские озера. Они занимают короткие мульды, разделены перемычками или пережимами — низкими плоскими поднятиями или аллювиально-пролювиальными отложениями и окружены заболоченными низинами, которые свидетельствуют о более значительных размерах озер в прошлом. "Гобийские" озера всегда мелкие, их ванны плоские, часто изометричные, берега



Р и с. 53. Абразионный юго-восточный берег Гусиного озера с оползнями, обвалами и всхолмленными отрогами хр. Моностой

очерчены плавно, часто округлые, береговые линии иногда развиты слабо. Эти озера занимают только часть впадины, обычно возникают в более аридных, чем озера байкальского типа, условиях и обладают повышенной соленостью. Многие из них бессточные и представляют собой концевые разливы рек. Большая часть озерных ванн гобийского типа моделирована озерными течениями и прибоем, придавшими берегам округлые очертания и окружившими озера береговыми валами и косами.

Существуют озерные ванны и переходного типа. К ним относятся ванны плоских мелких Алгинских озер в Баргузинском межгорном понижении, Баунт и Бусани в Ципинском межгорном понижении и другие. Они лежат в котловинах байкальского типа, но занимают часть их, мелководны и имеют отмельные берега.

К тектоническим озерным ваннам относятся и зияющие сейсмотектонические трещины, частично занятые озерами. Таковы, например, озера Шибарты в Еравнинском межгорном понижении. Сейсмогенно-гравитационные озерные ванны образуются выше запруд в результате горных (скальных) обвалов — обвальные сейсмогенно-гравитационные, оползней — оползневые сейсмогенно-гравитационные, а также в теле обвалов, оползней, за чешуями клиньев, отсевших со склонов гор при катастрофических землетрясениях. Все эти озерные ванны, как и вулканогенные, экзогенные, смешанного экзо-эндогенного происхождения и метеоритные, меньше по размерам и моделируют крупные формы рельефа.

Вулканогенные озерные котловины в Прибайкалье и Забайкалье представлены кратерными (вулкан Обручева), кальдерными, вулканогенно-просадочными на поверхности лавовых потоков (бассейн Хамнея, Еравнинское и Витимское лавовые плато и др.), лавово-запрудными озерными ваннами.

Из озер с экзогенными озерными ваннами распространены старичные, озера-разливы в пойме и термокарстовые, многие из которых возникли из расширившихся стариц. Часто встречаются озера межконусные и междельтовые, подпруженные конусами выноса и наземными дельтами и обычно небольших размеров. Многочисленны ледниковые озера: моренные (Амут), камовые (на месте растаявших глыб мертвого льда — Орон, Ничатка и Дорон в Становом нагорье), каровые. Из "золотых" характерны озерные ванны котловин выдувания (дефляционные), междюнные, золово-запрудные, перегороженные дюнами, которые засыпали речную долину и подпрудили речку (оз. Черное в Нохонской впадине между Хилком и Чикоем).

Интересны озерные котловины смешанного происхождения. К ним относятся котловины Гусиного озера — мультислойные прогибы дна мезокайнозойской впадины, отгороженные от Селенги наземной дельтой ее притока Темника, а также общая котловина-мульда Большого и Малого Еравнинских озер с Сосновым озером, подпруженная Еравнинским лавовым плато. Озерные береговые отложения также участвуют в образовании озерных запруд. Так, оз. Котоколь отшнуровано от Байкала озерной террасой с береговыми валами, озерными ваннами и дельтой Кики и отчасти Турки, впадающих в Байкал, а оз. Арангутуй на Чивыркуйском перешейке лежит между системами кос Байкала. Существуют также озерные ванны спорного происхождения. К ним относятся, например, малые котловины Гусиноозерского межгорного понижения.

Малые котловины Гусиноозерского межгорного понижения. Кроме различных по величине котловин, составляющих это межгорное понижение и имеющих тектоническое происхождение, местами расположены небольшие котловины и западины спорного генезиса, лишь часть которых занята озерами. Некоторые из них имеют, по нашему мнению, дефляционное или тектонико-дефляционное происхождение и в той или иной степени подвергались эрозии. Они сходны с южным типом озерных ванн, по Ю.Г. Симонову.

Такие котловины находятся, например, на северо-западном побережье Гусиного озера. Они представлены ложбинами и замкнутыми котловинами, расположенными на обширном подгорном шлейфе с поперечными ступенями, с сейсмо-тектоническими ступенями и с другими образованиями. В этих котловинах нет или почти нет рыхлых четвертичных отложений и следов линейного размыва или плоскостного смыва. В них обнажаются верхнеюрские и нижнемеловые осадки. Происхождение этих замкнутых котловин нельзя объяснить неотектоникой, так как на участках, на которых они расположены, в рельефе не выражены сейсмо- и неотектонические трещины, по которым могли бы произойти местные перемещения. Здесь нет также следов оползания, солифлюкции, суффозии и карстообразования. Мы полагаем, что эти котловины, несомненно, дефляционные и подобны дефляционным формам рельефа соседних районов. Они возникли, вероятно, в результате развевания эрозионных ложбин и уступов на поверхности подгорного шлейфа дующими с Хамбинского хребта северо-западными ветрами.

В некоторых котловинах дефляция наблюдается и теперь. В этом районе имеются и дефляционные останцы.

Дефляционные формы рельефа встречаются на противоположном, юго-восточном берегу озера, где преобладают оползневые котловины, а от южного берега озера отходят параболические дюны из переветренного озерного песка, вытянутые на юго-восток. Такое же простирание в юго-восточной части Среднеубукунской котловины имеют глубокие балки с бровками продольных террас, строго параллельных друг другу, и прослеживаемых на сотни метров и даже на несколько километров. Их простирание совпадает с общим уклоном местности и с направлением активных ветров, способных развеять и переносить песок.

По нашему мнению, эти формы рельефа имеют золовое и золоводноэрозионное происхождение и возникли вдоль тектонических трещин того же простирания. Балки представляют собой эрозионные формы рельефа, но прямолинейность их склонов и наличие таких же узких продольных ступеней и уступов несомненно связаны с дефляцией. Они выработаны в несортированном супесчаном пролювии с малозаметной слоистостью или лишенные ее, образовавшегося из перетолженного делювия и материала, наваянного с пойм Загастая и Убукуна.

В северо-западной половине Среднеубукунской котловины различаются наземная дельта Загастая на юго-западе, плато междуречья Загастая и Убукуна в центре и наземная дельта Убукуна на севере (см. рис. 50). Междуречье Загастая и Убукуна занято плосковерхим Загастай-Убукунским увалом. Оно окаймлено крутыми уступами и разделено котловиной (глубина 70 м) с озерами Соленое и Сульфатное (Гуджирное), подробно описанными в нескольких статьях (Гладцин, 1935; Бобин, 1935). Эта котловина вытянута на юго-восток. Она, по нашему мнению, не является ни грабеном, ни тектоническим прогибом, как это считал И.Н. Гладцин. Здесь не обнаружены тектонические трещины и уступы, нет карстовых воронок, нет и горных пород, в которых возможно карстообразование или суффозия. Сама форма котловины, ее вытянутость по направлению активных ветров, отсутствие делювия и разрыхленных отложений на склонах указывают на дефляционное происхождение. На возможность выноса ветром соленой пыли из котловины оз. Соленое указал еще И.Н. Гладцин. В ксеротермический период соленая глинистая пыль, по-видимому, сильно выдувалась. В настоящее время такой вынос может происходить лишь в очень небольшом размере.

Самое большое и наиболее глубокое озеро Среднеубукунской котловины — Щучье, а также озера Камышевое и Малое Камышевое возникли в широкой ложбине (глубина 20—35 м) между наземными дельтами Загастая и Убукуна. Лежащее западнее оз. Камышевого оз. Круглое (Окуновое) образовалось в более узкой эрозионной ложбине (глубина 25—32 м), принадлежавшей одному из рукавов р. Загастай. Берега оз. Щучье, кроме южного и юго-восточного, абразионные. Их высота достигает на западе 24 м, а на востоке 5—7 м. Береговые валы (высота до 1 м) южного берега оз. Щучье сложены сортированным песком, а юго-восточного —

мелкой галькой и щебнем. Таким образом, ванны этих озер возникли в междельтовых или в эрозионных ложбинах и моделированы волновой деятельностью.

Тепхарские котловины. Особенно интересны расположенные в южной части Иволгинской котловины небольшие замкнутые котловины, лежащие как на наклонной равнине за холмами и около гор, так и среди гор (рис. 54). Таких котловин здесь не менее десяти. Все они вытянуты на юго-восток, взаимопараллельны, и их склоны несут свежие формы рельефа. Пять котловин лежат примерно на одной линии у подножия западного отрога Ганзуринского хребта. Каждая котловина ограничена с северо-запада останцом — низкой горой или холмом, имеющим пологий северный и крутой, до обрывистого, южный склоны. Между останцами котловин нет.

Самые большие три северные котловины лежат вблизи Кяхтинского шоссе у пос. Иволгинск. Останцы у котловин (высота до 160 м) являются остатками размытого узкого горста, оконтуренного со стороны котловин крутым обрывом — сбросом. Вдоль обрыва обнаружена зона трещин, милонитов, тектонических брекчий и зеркала скольжения. Сами котловины вложены в супесчаный пролювиальный подгорный шлейф и в подстилающие более древние породы. Котловины плоскодонны и асимметричны: северо-восточный склон выше и круче и с обрывистыми уступами (не менее двух). На более пологих юго-западных склонах тоже есть низкие субпараллельные уступы. Склоны котловин прямолинейные. Наиболее глубока северо-западная часть котловин, а к юго-востоку их дно полого поднимается. Глубина котловин первой (за горой Тобхар-Обо) и второй с востока (котловина Шалута) достигает

Р и с. 54. Дефляционные котловины и следы голоценового озера в Иволгинской котловине

1 — конусы выноса, выпуклые; 2 — то же, плоские; 3 — навейные пески и золотые гряды; 4 — дефляционные котловины; 5 — оползневая котловина; 6 — спущенное плейстоцен-голоценовое озеро; 7 — озерные береговые валы; 8 — "свежие" тектонические уступы и скаты; 9 — эрозионно-денудационные и денудационные холмисто-грядовые возвышенности; 10 — то же, низкие горы, сглаженные; 11 — то же, резко расчлененные; 12 — водораздельные гребни, острые с вершинами и седловинами; 13 — то же, сглаженные с плечами и уступами; 14 — уступы; 15 — эрозионные ложбины; 16 — границы: а — четкие, б — нечеткие. Равнинные участки: $P_{оз}^n$ — озерные, незатопленные; $Oз$ — то же, затопленные; $P_{об}$ — озерно-болотные; $T_{ал}$ — пойма Селенги; $P_{кд}^n, P_{кд}^{пн}, P_{кд}^p, P_{кд}^2$ — наземные дельты, соответствующие по возрасту пойме, высокой пойме, первой, второй-третьей, третьей-четвертой надпойменным террасам; $P_{пр}^n, P_{пр}$ — пролювиальные, соответствующие пойме и первой-второй надпойменной террасе; $P_{цпр}^2, P_{цпр}^3$ — цокольно-пролювиальные, соответствующие второй-третьей и третьей-четвертой террасам; $P_{дпр}, P_{дпр}^4$ — делювиально-пролювиальные, соответствующие первой и четвертой-пятой террасам; $P_{зпр + дпр}$ — золово- и делювиально-пролювиальные; $P_{дн}, P_{дн}^4$ — денудационные, соответствующие первой-второй и четвертой-пятой террасам

80 м. В третьей котловине, глубиной в несколько десятков метров, на юго-западном склоне имеются ступени (высотой 3—4, 5—6, 8 и 14 м. Из них нижние сложены щебнем, а верхние — сортированным крупнозернистым золотым песком. По направлению к востоку три верхние ступени превращаются в валы из слоистого крупнозернистого пролювиального песка с глиной. На верхней ступени лежит параллельная ее краю гряда из навейного песка высотой 1,5—3,0 м. Много низких гряд и во второй котловине. Они вытянуты, как ступени и другие гряды, в юго-восточном направлении и образовались в основном в результате деятельности ветра.

Происхождение описываемых котловин загадочно. Д.Б. Базаров (1968б) считает, что их образование можно объяснить только новейшей тектоникой или сейсмотектоникой. Они возникли в результате ступенчатых оседаний блоков узких грабенов — клиньев между параллельными поперечными разломами северо-западного простирания (азимут $304\text{--}311^\circ$), оживившими древние продольные разломы. По геофизическим данным установлено, что кристаллический фундамент в котловинах лежит на глубине 150—250 м, а на их бортах — 40—60 м (Базаров, 1968; Базаров, Цырендоржиев, 1963). В.В. Ламакин (1963в) полагал, что Топхарские (Тепхырские) котловины являются грабенами-провалами — “тектоническими колодцами”, подобными котловине излучины Селенги у горы Тологой I. Они образовались при обрушивании потолков над ранее возникшими подземными полостями на большой глубине в кристаллических породах. Полости эти образовались при сдвиговых деформациях. В дальнейшем эти провалы соединятся в единый тектонический ров.

По мнению В.С. Хромовских и других исследователей (см.: Сейсмотектоника..., 1968), сейсмотектонический генезис этих котловин не исключается, так как их возникновение пока нельзя объяснить иначе, и по имеющимся геолого-геофизическим материалам невозможно уверенно решить вопрос об их генезисе. Бесспорно импульсное обновление разломов, ограничивающих эти котловины, но они древнее современных сейсмоструктур. Северо-западная ориентировка главных котловин (грабенов-провалов) может свидетельствовать о приблизительно перпендикулярной им ориентировке осей растягивающих напряжений, что отличается не менее чем на 90° от предложенного В.В. Ламакиным направления.

Произведенное нами обследование района Тепхарских котловин показало, что они и останцы располагаются на поверхности единой наклонной равнины и что между останцами не видны трещины — продолжения юго-восточных обрывов останцов. Отсутствуют свежие окаймляющие трещины и другого простирания. Это указывает на то, что останцы древнее упомянутой наклонной равнины. Карстовое происхождение котловин исключено, так как здесь нет карстующихся пород. По нашему мнению, форма котловин, их взаимная параллельность, вытянутость в юго-восточном направлении, как и заведомо золотых форм рельефа, вдоль направления господствующих в районе активных ветров, закономерное расположение в ветровой тени с одной и той же

юго-восточной стороны останцовых гор и холмов, наличие в котловинах явных эоловых форм рельефа указывают на то, что они, как и многие другие малые бессточные котловины Гусиноозерского межгорного понижения, могли возникнуть в результате дефляции при более сухом, чем теперь климате (Олюнин, 1959). Продукты разрушения горных пород могли выдуваться из котловин сильными ветрами, перевавшими через Хамар-Дабан и создававшими за останцовыми возвышенностями завихрения. Наиболее сильная дефляция, судя по форме котловин, происходила в 300—180 м от останцов, где находится самая глубокая часть котловин.

Подготовке материала к выдуванию способствовали многие причины. На крутых склонах котловин и останцов южных экспозиций происходило наиболее энергичное физическое выветривание. Несомненно, большое значение имели поверхностные и грунтовые воды, периодически смачивавшие дно котловин и приносившие соли. Горные породы в котловинах наиболее быстро разрушались на увлажненных участках в результате морозного выветривания. Грунт разрыхляли также соли, оставшиеся после испарения воды. В сухие периоды такие лишённые растительности участки, как и свежие склоны эрозионных ложбин, легко развевались. По нашему мнению, расположение котловин было predeterminedено неотектоникой, но основным фактором их образования являлась дефляция, особенно усиливавшаяся во время фёнов, которые дули с гор в межгорные понижения с северо-запада.

“Озерный период”

Предположение о наличии в Забайкалье следов больших древних озер возникло очень давно. Еще П.С. Паллас (1788) писал о более высоком, чем современное, прежнем положении уровня воды в Байкале, покрывавшем устье Селенги. Маак (1859) полагал, что в долине Уды значительная мощность глины и песка, а также обширность самой степи заставляют думать, что здесь в древнейшие времена находился один непрерывный водоем, из которого вода впоследствии вытекла через устье Селенги, и что теперешние озера образовались из воды, оставшейся в углубленных местах дна этого водоема. Г. Меглицкий (1855) предполагал, что от устья Селенги до Кяхты прежде простиралось обширное озеро или цепь малых водоемов, позже спущенных Селенгой. Остатками такого озера, по его мнению, являются Еравнинские озера. Н. Башкевич (1856) считал, что в Тункинской и Торской котловинах раньше были мелководные озера, заполнявшиеся речными отложениями, а сами котловины образовались в результате быстрых тектонических или вулканических движений.

П.А. Кропоткин (1867) видел бесспорное доказательство существования древних озер в наличии котловин, выполненных мелкой галькой и песком, образующих совершенно плоские равнины с блуждающими по ним рукавами рек. Такие озерные котловины он усматривал в Тункинском понижении и в других местах. И.Д. Черский

(1878а, 1881а, 1882, 1886б, 1887, 1889 и др.) на основании очень широкого распространения мощных толщ тонко- и параллельнослоистых песков и супесей и других отложений, которые он принимал за озерные, считал, что уровень воды в Байкале при их образовании был на 330 м выше современного. Он также предполагал, что ступени северо-западного побережья Байкала высотой в несколько сотен метров созданы озером. Тогда же воды древнего озера затопляли в нижнем течении долины Селенги, Уды, Чикоя, Хилка, Джиды и других рек, покрывали Тункинскую впадину и другие песчаные участки. М.М. Тетяев (1915а и б) полагал, что уровень воды Байкала был раньше значительно выше современного и что Байкал соединялся с озером в Тункинской впадине.

В ранних работах В.А. Обручев (1899) писал, что в послетретичное время обширные пресные озера заполняли все долины юго-западного Забайкалья и затопили своими водами склоны гор на значительную высоту, так, что среди обширной водной площади тянулись только сравнительно узкие полосы суши. Байкал тогда был значительно обширнее, чем сейчас, на что указывает, по его мнению, залегание озерных отложений на высоте порядка 610 м над современным уровнем озера или 1050 м над уровнем моря (железнодорожный перевал через Яблоновый хребет). По его мнению, в это время Байкал был связан с озерами долин Уды, Селенги и Гусино-озерско-Иволгинской впадины узким проливом вдоль современной долины Селенги. Он указывал на то, что при более высоком положении Байкал соединялся бы с Ледовитым и Тихим океанами, чего на самом деле не было. По мнению В.А. Обручева (1912), воды из озер Селенгинской Даурии стекали в Байкал и во многих местах остались озерные пески, в значительной степени подвергшиеся размыву и развеиванию.

В.А. Обручев (1905, 1914) описал в Забайкалье песчаные отложения больших послетретичных озер, в настоящее время осушенных, и показал на карте предполагаемые контуры юрских и послетретичных озер. В юрское время озеро покрывало, кроме вершин гор, почти всю южную часть Бурятской АССР. Послетретичные озера занимали значительно меньшую площадь и заполняли межгорные понижения. В.А. Обручев указывал также, что озерные отложения сохранились только местами, а на остальной площади размывты, развеяны и скрыты под пролювиальными и навеечными отложениями. Позже В.А. Обручев (1938) переменял свое мнение о столь высоком положении уровня воды в озерах и предполагал, что озера Забайкалья представляли собой расположенные ступенями на разной высоте относительно небольшие отдельные водоемы, соединявшиеся друг с другом речными протоками. Он считал, что в начале постплицена в почти равнину были врезаны котловины относительно мелких озер — Байкала, Гусино и других. В результате последовавших эпейрогенических движений, чередовавшихся с периодами покоя, по старым разломам произошли вертикальные перемещения больших участков. Установившийся гидрогеологический режим был нарушен, и во мно-

гих местах, в старых и новых грабенах, возникли более или менее крупные озера, а наиболее высокие участки подверглись оледенению. Во второй половине постплиоцена В.А. Обручев допускал возможность некоторого общего опускания района, в результате чего исчезли ледники, если только это не было вызвано увеличением сухости климата. Тогда же окончательно сформировалась котловина Байкала, образовавшаяся еще в начале постплиоцена, а другие озера в грабенах постепенно исчезли. При этом обнажились днища озерных котловин, покрытые рыхлыми отложениями, которые подверглись размыву и развеванию. Из переотложенного ветром материала возникли дюны и отчасти лёссовидные отложения. Произошло также омолаживание рельефа, а из тектонических трещин местами излились базальты (Обручев, 1922).

В более поздних работах В.А. Обручев (1936 и др.) объяснял столь высокое положение озерных отложений на берегах Байкала и в других местах медленными эпейрогеническими поднятиями гор в результате неотектонических движений.

Существование в четвертичное время во впадинах Прибайкалья и Забайкалья озер более значительных, чем современные, признавали М.Ф. Короткий (1913), Г.Е. Рябухин (1935), Н.В. Думитрашко (1952а и др.), В.В. Ламакин (1952а, 1958, 1960), В.В. Добровольский (1952), С.С. Воскресенский (1962) и другие исследователи. По мнению Н.В. Думитрашко, в начале четвертичного времени юго-западное Забайкалье и Прибайкалье представляли собой расчлененную долинами страну и озера имелись лишь на дне межгорных понижений. Н.В. Думитрашко (1948а, 1952а) выделила озерный аккумулятивный рельеф на картах типов рельефа Прибайкалья и Забайкалья в районе Гусиноозерской депрессии, по левобережью, и в верховьях Уды, в районе Еравнинских озер, в Тугнуйской депрессии, в долине Хилка и в северной части Боргойской степи. По ее мнению, раннечетвертичное озеро существовало и в окрестностях Улан-Удэ (1952а).

В.В. Ламакин полагал, что временное тектоническое опускание Забайкалья сопровождалось ингрессией вод Байкала в соседние впадины. Тогда озера заполняли Баргузинскую и Тункинскую впадины: при этом воды Баргузинского озера узким проливом в Икатском хребте соединялись с обширным Баунтовским озером, лежавшим севернее Витимского плоскогорья, а из озер Тункинского межгорного понижения в Байкал тек Иркут. Эти озера существовали в ресс-вюрмское межледниковье, что подтверждается, по мнению В.В. Ламакина (там же), широким распространением песков и супесей. Представления о межледниковом возрасте и озерном происхождении таких отложений придерживались и другие исследователи (Думитрашко, 1952а и др.; Равский и др., 1964; Равский, 1972).

В последнее время гипотезу о широком распространении в Забайкалье и в северной Монголии неоген-четвертичных озер-гигантов, подпруженных в основном лавовыми потоками, отстаивает Е.И. Селиванов (1967, 1972). Он описал и показал на картах озера-гиганты: Дархатское, Хубсугульское, Усть-Кяхтинское, Ононское, Аргун-

ское общей площадью в два раза больше Байкала. Они возникли выше базальтовых запруд и были в более влажных условиях сточными, а в засушливых — бессточными или периодически пересыхающими. С этими подпрудными озерами связаны накопления песчано-глинистых отложений мощностью до 100 м и больше. В Дархатской котловине (МНР) площадь самого древнего, вероятно плиоценового, озера, по мнению Е.И. Селиванова, была около 3000 км², а его глубина достигала 140—150 м. Более позднее Дархатское озеро имело площадь около 2000 км² и было подпружено тоже базальтами, а третье Дархатское озеро возникло в раннесреднечетвертичное время выше морены, поднявшей уровень воды в озере до 40—50 м. Усть-Кяхтинское озеро имело площадь около 5000 км² и глубину до 150 м. Оно было подпружено базальтами, перегородившими Селенгу и Джиду в месте их слияния. От запруды на обоих берегах рек на высоте 100—150 м сохранились останцы. Кроме того, местами остались озерные пески, а в районе Наушки, Сухэ-Батора и в других местах на склонах и седловинах имеются горизонтальные береговые линии на высоте 100—120 м над руслом Селенги.

На карте Е.И. Селиванова (1967), кроме того, показано предполагаемое древнее озеро, подпруженное в районе Ново-Селенгинска и Улан-Удэ, причем это озеро покрывало также всю Боргойскую котловину. Ононское озеро, по данным Е.И. Селиванова, занимало площадь приблизительно в 25 000 км², а его береговые линии имеются на склонах Борщовочного хребта. Он предполагает, что базальтовая дамба, высотой более 200 м, была образована где-то ниже, после слияния Ингоды и Онона.

В действительности, как показали детальные исследования в этом районе, такой базальтовой плотины не было, нет и береговых линий на склонах Борщовочного хребта; Ононского озера не существовало, а площадь древнего Торейского озера была значительно меньше, чем это представлялось раньше. Е.И. Селиванов изобразил на карте громадное озеро во всей Тункинской котловине, заполнявшее ее до отметки 950 м над уровнем моря, чего не было на самом деле. Очень преувеличены размеры Джидинского озера выше лав вулкана Хуряй-Цакир, так как до указанного Е.И. Селивановым уровня воды озера никак не могли подняться — лавовая плотина была значительно ниже.

Как показали наши наблюдения, на правом берегу Селенги, против и ниже устья Джиды, на высоте порядка 100 м действительно имеется ступень, но она сложена не четвертичными, а юрскими отложениями, а почти горизонтальные ступени на склонах вблизи Наушки представляют собой золотые образования. В районе Ново-Селенгинска и Улан-Удэ вообще никаких четвертичных базальтовых запруд нет, а песчаные отложения не являются озерными. Нет их и на территории МНР по Селенге, Орхону, Хары и их притокам и в других районах. Например, на северо-западе МНР, на берегах оз. Ачит-Нур, следы прежнего высокого стояния вод отсутствуют, у бессточного оз. Урэг-Нур, которое питали раньше ледниковые воды, уровень воды был, судя по высоте

береговых валов и террас, выше современного всего на 1,5 м, а диаметр озера местами превышал современный лишь на 200 м. Как высоко поднимались воды оз. Убсу-Нур, точно не известно. Его окружают пролювиальные равнины, а песчаные отложения восточного берега, которые считали раньше озерными, являются преимущественно золовыми и отчасти делювиально-пролювиальными. В области Котловин Больших Озер значительных размеров достигало, например, оз. Хиргиз-Нур, лежащее в бессточном концевом бассейне, древние береговые валы которого найдены на высоте до 110 м над озером. Валы на такой высоте здесь оказались, возможно, в результате новейших тектонических движений, тем более, что еще выше на северном берегу озера поднимается сейсмотектонический уступ (125 м, по Апродову, 1961).

Существует противоположная "озерной" гипотезе точка зрения, согласно которой в четвертичное время в котловинах Прибайкалья и Забайкалья, за небольшим исключением, не было больших озер, значительно превышающих по размерам современные озера. Гипотезу межледниковых и других ингрессий, "озерный" период" в Прибайкалье и Забайкалье отрицают Н.А. Логачев (1958а,б,в), Н.А. Флоренсов (1960а, 1968), В.Н. Олюнин (1961а, 1973 и др.) и Д.Б. Базаров (1965, 1968б). Мнение об отсутствии в Прибайкалье и Забайкалье озер крупнее современных основано на новых данных геологических и геоморфологических исследований, на изучении крупномасштабных карт, аэрофотоснимков, гранулометрического и петрографического состава отложений и т.д. Различные представления о размерах неоген-четвертичных озер, их наличии или отсутствии глубине основываются на разных объяснениях генезиса рыхлых кайнозойских отложений, особенно песчаных и супесчаных, и происхождения террас и террасовидных ступеней на берегах Байкала и в других районах.

Изложенный выше материал показывает, что в плейстоцене в Прибайкалье и Забайкалье не было других больших озер байкальского типа, кроме современных. В настоящее время обнаружены следы сильно сократившихся или исчезнувших плейстоценовых озер, в основном малых. Из них наиболее крупные и интересные, кроме озер Байкальского межгорного понижения, — древние озера Баргузинское, Еравнинское и Торейское.

Озера Байкальского станового нагорья

В Байкальском становом нагорье расположены многочисленные озера. Они имеют различное происхождение, но наиболее интересным из них является самое большое и глубоководное оз. Байкал, строение котловин, происхождение и история развития которого изучены наиболее обстоятельно.

Озеро Байкал. На его берегах сохранились террасы, абразионные уступы и следы малых неогеновых озер, похожих на современные озера Еравнинского района, и, вероятно, существовавших и на месте современного Байкала. Террасы разной высоты изучались на всех берегах Байкала, но об их числе и происхождении высказывались

различные предположения¹. Одной из первых исследовала террасы Байкала Н.В. Думитрашко (1935), которая в своей наиболее ранней работе описала 14 байкальских террас, поднимавшихся до высоты 600—700 м над озером. Позже она правильно отметила, что верхние ступени (высота 200—300 и 450—600 м) являются сбросовыми ступенями предгорного плато, десятая — двенадцатая ступени представляют эрозионные или абразионные террасы или предгорные поверхности выравнивания (Думитрашко, 1952б). По нашему мнению, большая часть этих более низких уровней не имеет озерного происхождения и представляет собой тектонические ступени, сложенные пролювием, мореной и другими отложениями, что отмечал и В.В. Ламакин (1952б).

Г.Б. Пальшин (1959) обобщил материалы по террасам Байкала и считал, что они имеются на всех его берегах. Наличие на южном берегу Байкала первой — шестой террас подтверждается геологическими разрезами и многочисленными инструментальными профилями. Террасы выше 100 м выделены только по геоморфологическим признакам и, возможно, представляют приподнятые участки шестой озерной террасы. Он отмечает, что в районе, сложенном миоценовыми отложениями, высокие пятая — седьмая озерные террасы распространены очень широко и покрыты, как и средние террасы, песчано-галечными отложениями (мощность 1,5—6 м), обычно перекрытыми делювиальными суглинками и супесями. Высота цоколя у одних и тех же террас на разных участках различная и, например, у третьей террасы находится на высоте 4—16 м над Байкалом. На мысе Нижнее Изголовье п-ова Святой Нос Г.Б. Пальшин (там же), кроме четырех озерных террас, выделенных еще И.Д. Черским (1886б), отметил террасовидные уступы на узком кристаллическом гребне. На северо-западном склоне этого полуострова Г.Б. Пальшиным указаны ступени на высотах 80—90 103—120, 150—185 и 200—226 м, причем на высоте 120 м найдены песок с галькой, а на высоте 226 м — хорошо окатанная галька и мелкие валуны. Он также считал, что в районе дельты Селенги и р. Енхалук имеются 50—80-метровые речные и озерные террасы, цоколь которых сложен флювиогляциальными отложениями первого четвертичного оледенения, а озерные террасы ниже 25 м возникли после второго этапа выдвижения ледников.

С.С. Воскресенский (1959) полагал, что на южном берегу Байкала имеются четыре озерные абразионные террасы. Из них современная включает литераль, лежащую ниже уровня воды в озере, и пляж. У первой из древних террас шовная линия — пляж находится на высоте 35—40 м, а бровка — 7,5—25 м, у второй соответственно 120—150 и 40—70 м, у третьей — 180—250 и 170—230 м. В действительности, как показали данные геологических и геоморфологических исследований, а также изучение аэрофотоснимков, средние и высокие озерные террасы и абразионные поверхности на южном берегу Байкала распространены не так широко. К ним С.С. Воскресенский отнес, вероят-

¹ Сводка материалов о террасах Байкала подробно дана в книге "Нагорья Прибайкалья и Забайкалья", 1975.

но, древние террасовидные пролювиальные равнинные участки и средние и высокие денудационные террасовидные ступени (Олюнин, 1963б; Предбайкалье и Забайкалье, 1965).

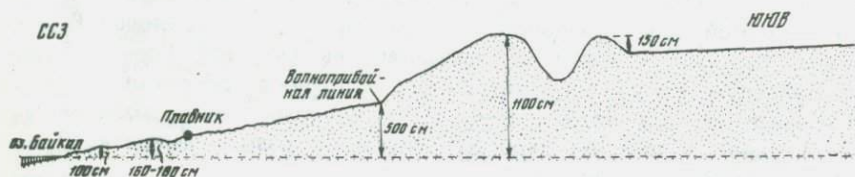
Разные высоты и число озерных террас Байкала В.В. Ламакин (1952б, 1968), как и мы, объясняет местными неравномерными неотектоническими поднятиями. Он полагал, что террасы на Большом Ушканьем острове имеют перекошенную поверхность, что свидетельствует о сводообразном поднятии острова. В отличие от Н.В. Думитрашко, Г.Б. Пальшина и других исследователей он считал, что почти на всем западном берегу Байкала плейстоценовых и эоплейстоценовых озерных террас нет, а мысы Саган-Марян и Лудар являются тектоническими ступенями. Озерные террасы имеются на южном и восточном берегах, причем их высота быстро возрастает по мере удаления от озера, что объясняется поперечным тектоническим перекосом впадин Байкальской системы (Ламакин, 1963б, 1968). Эоплейстоценовую озерную террасу он предполагал на восточном берегу Байкала, южнее бухты р. Томпуда, близ горы Чубар, на высоте 480 м. Отложения этой террасы описаны Н.В. Думитрашко и Г.Г. Мартинсоном (1940). В низовьях р. Кабанья, около ущелья Яшкан, высота этой террасы севернее ущелья достигает 300 м, южнее — 240 м, еще южнее, на мысе Вулукан, — 120 м, между р. Сухая и заливом Провал — 100 м, где ее ширина составляет 10 км. На южном берегу поверхность эоплейстоценовой террасы срезает кровлю и верхние горизонты неогеновых, преимущественно озерных отложений. Здесь эта терраса еще ниже. Однако высота четвертой плейстоценовой озерной террасы, по мнению В.В. Ламакина, большая и достигает, например, на Морской Горе 175 м над Байкалом. На других участках юго-восточного побережья четвертая озерная терраса ниже — 6—40 м над озером. Такие различия в высоте одной и той же террасы связаны с разной амплитудой местных новейших поднятий.

В.В. Ламакин считал, что отложения четвертой террасы проникают в глубь восточного побережья по поперечным впадинам: по Езовскому защербу — на 20 км, по рекам Большая и Турка — на 25 км, в нижнем течении Селенги на 60 км и вдоль Баргузина — на 220 км. По мере удаления от берега озерная высота над Байкалом поверхности этих отложений и, следовательно, четвертой озерной террасы быстро увеличивается и составляет в конце Езовского защерба 80 м, в Баргузинской и в Улан-Бургинской впадинах — 250—300 м, а в бассейне р. Кика — 140 м и т.д. (Ламакин, 1968). По нашему мнению, эти аккумулятивные формы рельефа сложены не озерными, а отложениями другого генезиса, у которых наклон дневной поверхности совпадает с наклоном слоев. Вопрос о происхождении отложений предполагаемой четвертой террасы Байкала, сложенной песками и супесями, рассмотрен выше.

Озерными террасами мы считаем только такие ступени, у которых площадка абрадирована озером, обнажена или захоронена под озерными отложениями или отложениями иного происхождения. Площадка озерной террасы окаймлена снизу и часто сверху абразионными уступами.



Р и с. 55. Берег Байкала с дюнами южнее устья Турки



Р и с. 56. Поперечный профиль берега Байкала с дюнами южнее устья Турки

В противоположном случае такими псевдоозерными террасами могут оказаться ступени различного происхождения, подрезанные или не подрезанные озером. Высота песчаных террас, особенно на восточном берегу Байкала, часто сильно завьшалась, так как ее измеряли по вершинам береговых дюн (рис. 55, 56). Разную высоту могут иметь уступы и скаты, окаймляющие снизу одну и ту же наклонную поверхность неозерного происхождения на различном удалении от тылового шва. Очень часто такие образования принимали за самостоятельные озерные или речные террасы, что приводило к чрезмерному увеличению их числа и высоты.

К такому же выводу пришла и Н.В. Думитрашко, считавшая, что средние и высокие террасы обычно не являются аккумулятивными или эрозионными озерными и речными террасами, а представляют собой террасовидные ступени, у которых только нижний уступ имеет абразионное или эрозионное происхождение, а площадка возникла другим путем. Н.В. Думитрашко, так же как и мы, утверждает, что, основны-

ваясь лишь на одной относительной высоте, нельзя определить порядок и возраст террас, так как они испытали дифференцированные неотектонические перемещения (Думитрашко, Олюнин, 1959). Для этой цели пригодно лишь одновременное применение геологического и геоморфологического методов, сопровождающихся прослеживанием поверхности ступеней и террас и анализом строения морфоструктур, а также направленности и амплитуды тектонических колебательных движений.

Высота настоящих террас Байкала достигает 20–30 м и редко больше. Цокольные и абразионные террасы имеются только на относительно поднимающихся горстах, причем останцы этих террас найдены лишь на берегах Байкала и их нет в сателлитных котловинах его восточного побережья.

Высота останцов одной и той же террасы обычно максимальная на оси горстов, понижается на их склонах и очень сильно изменяется у разных горстовых хребтов. На опускающихся или относительно стабильных участках широко распространены лишь низкие аккумулятивные озерные террасы. Эти факты говорят о том, что уровень Байкала прежде был не намного выше современного, а высокие и средние террасы локальные и возникли они в результате дифференцированных поднятий горных массивов.

История Байкала, по сравнению с другими озерами района, изучена особенно детально. Долго дискуссионными оставались вопросы о происхождении и возрасте котловин озера, о первоначальном единстве или разобщенности его разных частей. Они подробно рассмотрены в монографиях и статьях (Берг, 1949; Верещагин, 1940 а,б; Думитрашко 1948а-в, 1952 а,б; Ламакин, 1952 б, 1968; Лут, 1964; Инженерная геология 1968; и др.).

Б.Ф. Лут полагал, что в олигоцене в центральной котловине Байкала существовали два озера, в конце плиоцена озерные воды заполнили центральную и южную котловины и северную часть северной котловины. Во время последнего оледенения Байкал не имел поверхностного стока и уровень воды в нем стоял более чем на 100 м ниже современного. По мнению Г.Б. Пальшина и С.М. Замораева (Инженерная геология., 1968), уровень воды в озере тогда был ниже не меньше чем на 200–250 м. В современном виде Байкал образовался в конце или после оледенения, когда его переполнили талые ледниковые воды.

По подсчетам Э.М. Колокольцевой (1968), объем воды в Байкале достигает между изобатами 0 и 100 м — 2933 км³ и между 0 и 200 м — 5592 км³. Площадь оледенения в бассейне Байкала, по нашим данным, составляла 14 000–15 000 км², и при таянии образовалось около 1400 км³ воды. Этой воды было мало, чтобы поднять уровень воды в озере до современного. Мы полагаем, что недостача воды в озере в конце и после оледенения была в значительной мере восполнена увеличившимся количеством атмосферных осадков. Например, современного количества осадков, судя по среднегодовому расходу воды Ангары, измеренному по створу 37 км Забайкальской железной дороги и равного 1846 м³/сек, или 58,2 км³/год (Материалы по режиму рек

СССР, 1948), хватило бы для восполнения недостачи воды в озере между изобатами 0 и 100 м за 40 лет и 0 и 200 м за 96 лет.

Переполившие котловину Байкала воды образовали истоки Ангары и потекли через осевший участок западного берега Байкала, опущенный блок которого образовал здесь залив Лиственничный (Ламакин, 1957, 1968; Лут, 1964). По мнению В.С. Хромовских (1967; Сейсмоструктура..., 1968), этот провал или серия провалов были катастрофическими и вызваны землетрясениями. Очень молодой возраст истока Ангары подтверждается и отсутствием ее террас на участке от истока до с. Никола (Каманин, 1939). Кроме того, он подтверждается наличием здесь подрезанных ею конусов выноса притоков и деллювиально-пролювиальных шлейфов, а на берегах озера — его низких террас.

Разновозрастность и первоначальную разобщенность в кайнозое северной и южной частей Байкала признавали также Г.Ю. Верецагин (1940а,б, 1947), Н.В. Думитрашко (1948а, 1952а), Е.А. Пресняков (1940) и другие исследователи, которые полагали, что раньше здесь были три разобщенных озера, причем северная часть Байкала образовалась лишь в четвертичное время. В.В. Ламакин (1952а, 1968) считал, что первоначально Байкал разлился среди палеогеновой равнины, покрытой мощной каолиново-маршаллитовой корой выветривания, которая сохранилась до нашего времени лишь обрывками в понижениях среди невыветрившихся горных пород, преимущественно на западном берегу Байкала, а на юго-восточном — в окрестностях оз. Котокель. В.В. Ламакин полагал, что Байкал после возникновения в неогене не был разделен перемычкой, при этом западный борт озерной ванны был тогда опущен по сбросу, а восточный — по тектоническому прогибу. Недостаточное заполнение осадками северной котловины Байкала связано с их сравнительно малым поступлением с водами впадающих сюда рек, а ровная поверхность дна котловин озера обязана переносу осадков его водами.

Позднеплейстоценовое Баргузинское озеро. Это озеро занимало только часть Баргузинской южной котловины (см. рис. 39). От него остались небольшие озера, болота, озерные террасы и береговые валы. Первая озерная терраса (высота 2,5–3,0 м) сложена глинами, вторая (высота 5–6 м) — песками, горизонтально-слоистыми, средне- и крупнозернистыми, дресвянистыми с пылью или крупнозернистыми с гравием и мелкой галькой. Пески по мере приближения к Баргузину обогащаются глиной, становятся несортированными и мелкозернистыми. Береговые валы на террасах сложены почти горизонтально-слоистым несортированным крупно- и среднезернистым дресвянистым песком со слабо окатанной галькой.

Древнее Баргузинское озеро напоминало современные ежегодные разливы Баргузина, уровень которого над меженным поднимается на 1,5–3,0 м. Оно было подпружено южнее г. Баргузин конусом выноса р. Гремячья, правого притока Баргузина. Глубина этого озера у запруды вряд ли превышала 10 м. Позже озеро было спущено Баргузином, врезавшимся в конус выноса на 7,5 м. О самом высоком уров-

не озера свидетельствуют озерные галечники и валуны у подножия Икатского хребта, вскрытые в овраге у с. Душелан. Более низкие уровни отмечены береговыми валами.

Раньше полагали, что подгорный шлейф у с. Душелан представляет озерную террасу, ограниченную абразионным уступом и сложенную горизонтально- и тонкослоистыми озерными супесями. На самом деле, здесь есть делювиальный и делювиально-пролювиальный шлейф. Ограничивающий подгорный шлейф со стороны равнины уступ (высота 5—15 м), по-видимому, является сбросом, местами подмытым р. Уро (приток Баргузина), а севернее с. Душелан отчасти абрадируемым озером. В овраге, в 1 км севернее этого селения, виден разрез балочной тонкослоистой супеси с прослоями мелкой щебенки, вложенной в делювиально-пролювиальный тонкослоистый легкий суглинок с отдельными зернами крупного песка и со слоями слюдяного песка и мелкой гальки. Ниже по разрезу суглинок переходит в разнородный пылеватый песок со щебенкой, подстилаемый слабослюдистым суглинком с линзочками песка и дресвы. В основании разреза залегают хорошо и слегка окатанные галька, валуны и глыбы гранита (диаметр до 3—4 м), включенные в разнородный песок с большим количеством щебня и остроугольных глыб. Последние отложения, несомненно, являются озерными береговыми образованиями, захороненными под склоновыми отложениями. Найденные здесь костные остатки и следы кострища свидетельствуют о позднеплейстоценовом возрасте этих отложений и Баргузинского озера.

Следы деятельности этого озера отмечал и В.В. Ламакин (1954). Озеро существовало здесь периодами и до последнего оледенения, но его следы, по-видимому, скрыты под новейшими отложениями. Вскрытые скважинами литологически однообразные плейстоценовые пески (мощность до 400—500 м) являются, по мнению Н.А. Флоренсова (1960а), лимно- и флювиогляциальными отложениями. Эти параллельно и косослоистые пески содержат гравий, гальку, валуны и редкие прослои глин. Они включают также остатки холодолюбивых моллюсков и диатомей. Достоверные прибрежные отложения небольшого мелкого озера описал В.В. Ламакин (1954) в устье долины Алги (Икатский хребет), где найдена пыльца плиоценовых растений.

Таким образом, характер песчаных отложений Баргузинской котловины указывает на то, что здесь в конце четвертичного периода и перед последним оледенением не существовало глубокого озера байкальского типа и только в ее южной части имелось сравнительно небольшое по площади мелководное озеро, не распространявшееся на территорию Нижнего и особенно Верхнего Куйтунов.

Плейстоцен-голоценовые озера Забайкалья

По сравнению с другими районами Прибайкалья и Забайкалья мел-палеогеновый выровненный рельеф с многочисленными озерами лучше всего сохранился в районе Еравнинского межгорного понижения в юго-западной части Витимского плоскогорья (рис. 57, см. вкл., стр. 67). Рельеф здесь

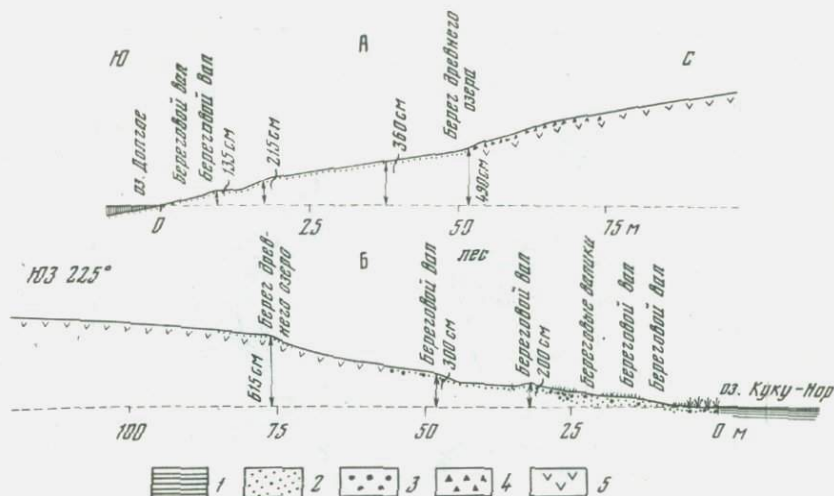
сглаженный, низкогорный, с редкими скальными останцовыми вершинами и грядово-холмистый, мало расчлененный. Высота гор 1050—1300 м, редко больше, а днищ долин около 950 м над уровнем моря. Еще меньше разность высот и положе склоны в соседнем Кондинском межгорном понижении. Плосковерхие и пологосклонные горы и увалы чередуются с широкими плоскодонными долинами часто с циркуобразными верховьями. Сглаживанию склонов способствовали мерзлотная софлюкция и местами образование курумов.

Горы в окрестностях Еравнинского межгорного понижения сложены клисталлическими и метаморфизованными породами докембрийского и палеозойского возраста, а в котловинах лежат континентальные мезозойские и кайнозойские отложения, в том числе тургинские озерные и почти горизонтальные палеогеновые или позднемиоценовые отложения еравнинской и мохейской свит, перекрытые маломощными четвертичными осадочными отложениями. Местами имеются четвертичные и более древние базальтовые покровы. Этот район, по сравнению с другими районами Забайкалья и особенно Прибайкалья, меньше расчленен молодыми разломами, однако они хорошо выражены в рельефе, местами многочисленны и придают горам характерное решетчатое расчленение. Само Еравнинское межгорное понижение состоит из разнонаправленных пересекающихся котловин. Основные межгорные понижения северо-восточного и восток-северо-восточного простираения — Холой-Витимское (Еравно-Витимское) и Верхнеудинско-Кондинское — пересечены субширотными (Тулдон-Телембинская) и субмеридиональными впадинами-грабенами.

На равнине в Еравнинском межгорном понижении лежат самые крупные озера района — Большое и Малое Еравнинское, Сосновое, Укырское и другие. Они подпружены Еравнинским базальтовым плато (см. рис. 57), на поверхности которого расположены многочисленные малые озера. Одиночные озера есть и на других участках. Всего в районе Еравнинских озер имеется не менее 200 озер и озерков.

Озера Еравнинского базальтового плато. Это плато сложено почти не выветрившимися плотными, местами пористыми базальтами. На плато сохранились образовавшиеся во время излияний формы рельефа — наклонные равнины, очень пологие купола, отдельные низкие холмы и гряды, котловины и ложбины разной формы, в которых лежат озера, речные и озерные отложения. Края плато местами окаймлены первичными краевыми уступами лавовых потоков (высота до 30 м).

Самые интересные и многочисленные озера этого плато имеются на междуречье Индолы и Урудолы. Из них наиболее крупными являются Голунда, Холбожин, Северное Долгое, Северное Холостуйское, Куку-Нор и некоторые другие, лежащие в крутобережных ваннах. Другие озера, например Тугсульта, занимают плоские ванны среди пологих и низких (до 10 м) увалов. В восточную часть плато между ним и наземной дельтой Индолы вклиниваются отложения древнего Еравнинского озера, лежащие на дне широких плоских ложбин с озерами: Дикта, Харгалоты, Северное Холостуйское, Каменное, Северное Долгое, Укыр-

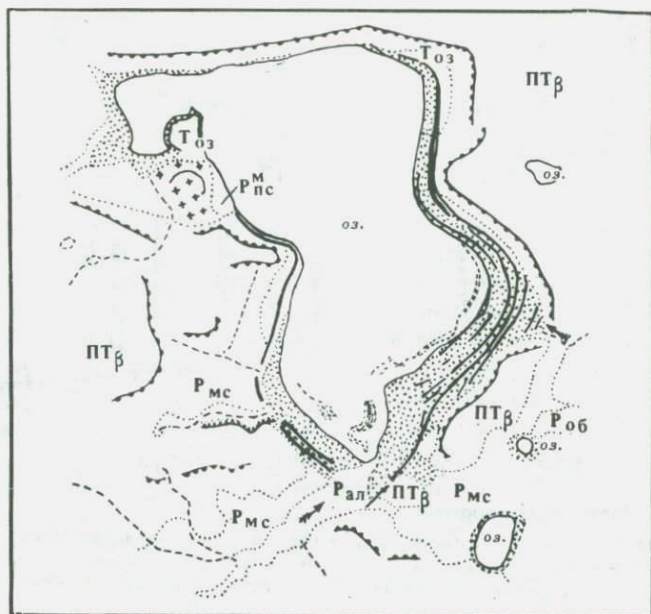


Р и с. 58. Поперечные профили

А — северный берег оз. Северное Долгое; Б — юго-западный берег оз. Куку-Нор. Озерные отложения: 1 — глинистые; 2 — песок; 3 — галька; 4 — россыпь обломков андезито-базальта; 5 — андезито-базальт.

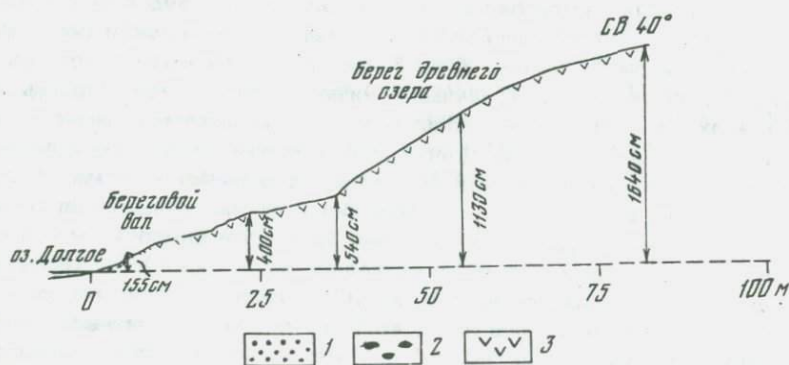
ское и другие. На берегах некоторых озер есть озерные отложения и береговые линии. Нет их, например, у оз. Голунда, отдаленном от лога бассейна р. Урудол низкой перемычкой. Особенно хорошо выражены следы высокого стояния у оз. Северное Долгое и Куку-Нор (рис. 58). В 1955 г. верхняя береговая линия лежала на высоте 615 см над оз. Куку-Нор, в 75 м от его берега, где кончается озерный гравелистый песок со щебнем, слагающий и береговые валы. В оз. Тугсульта вода лишь в некоторые годы поднималась на 1 м выше уровня 1955 г., о чем свидетельствуют выброшенные на берег стволы лиственниц.

Южная часть базальтового плато лежит между Урудолом и Удой и отличается от более северной части меньшей озерностью и большим эрозийным расчленением. К наиболее крупным озерам относятся Южное Долгое (рис. 59), Щучье и Южное Холостуйское. Уровень воды в озерах Щучье и Южное Холостуйское поднимался раньше не выше, чем на 1 м. Озеро Южное Долгое, как и Щучье, лежит в глубокой первичной ванне на поверхности базальтов, но отличается от него бессточностью (рис. 60). Береговые отложения и формы рельефа свидетельствуют о стоянии уровня воды в нем на высоте около 11 м над его современной поверхностью. За последние 80 лет до 1955 г. уровень воды в озере понизился на 4 м, на что указывают 80-летние сосны и лиственницы, выросшие на первом береговом валу юго-восточного берега этого озера (высота вала над озером 4,8 м). От восточного берега озеро отступило всего на 450 м, а за десять лет до 1955 г. на разных участках берега — на расстоянии от 8 до 40 м. Западный берег озера преимущественно абразионный, но озерные пески местами



Р и с. 59. Схема сокращения площади оз. Южное Долгое

1 — озерные пески; 2 — барры в озере и береговые валы; 3 — массив кристаллических пород; 4 — пологительные перегибы и бровки террас; Равнинные участки: $T_{оз}$ — озерная терраса; $P_{об}$ — то же, озерно-болотные; $P_{ал}$ — то же, аллювиальные; $P_{мс}$ — то же, мерзотно-солифлюкционные; $ПТ_{\beta}$ — андезито-базальтовое плато; оз. — озерки. Стрелки показывают направление течения главных ручьев



Р и с. 60. Поперечный профиль северо-восточного берега оз. Южное Долгое

1 — озерный песок; 2 — озерная галька; 3 — андезито-базальт

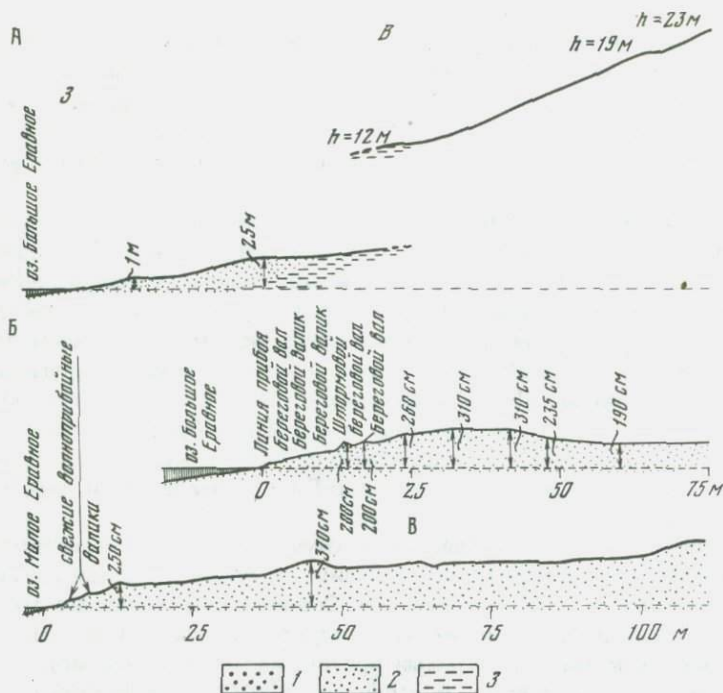
лежат здесь на высоте до 6,5 м над озером. Мыс северо-западного берега сложен мощной толщей озерного крупнозернистого песка, образовавшегося при размыве гранитного холма. На северном, абразионном берегу озера верхняя береговая линия лежит на высоте 11,3 м над озером. На восточном берегу имеются береговые валы и абразионный склон.

Собственно Еравнинские озера. К ним относятся озера Большое и Малое Еравное, Сосновое, Укырское и Хаймисановское. Они сравнительно недавно были единым озером, теперь разделенным пересыпями на несколько озер (высота над уровнем моря около 948 м). С запада они подпружены Еравнинским базальтовым плато и наземными дельтами рек Индола, Хурай-Жипкэсэн и другими. Севернее оз. Большое Еравное находятся гранитный горст Ханилойских гор, а восточнее — спускающиеся к оз. Малое Еравное наземные дельты рек Тулдон, Бейса и Субе, с юго-востока — наземная дельта р. Домная и с юга — наземная дельта Уды. Питают озера речки, ручьи и грунтовые воды.

Еравнинские озера разделены узкими пересыпями со штормовыми валами из крупнозернистого гравелистого песка с мелкой галькой, отложенного оз. Большое Еравное. Современные и древние отложения Еравнинских и Арахлейских озер подробно описаны выше. Пересыпи прорваны узкими и короткими протоками, по которым вода течет только во влажные годы, а, например, в 1946 и 1953—1955 гг. они были сухими. Уровень воды в озерах сильно меняется и озера периодически высыхают. Так, в 1870 г. озера почти высохли, вода осталась только в "бороздах", а остальная площадь дна озер покрылась лугами. В 1928 г. оз. Малое Еравное сплошь заросло водными растениями (Соллертинский, 1929). Высота береговых валов Еравнинских озер указывает на периодический подъем уровня воды в них на 2 м и на забрасывание песка во время шторма на высоту 4 м. Озеро Укырское в 1955—1956 гг. было пресным, а П.С. Паллас (1788) сообщал, что вода в этом озере горько-соленая и в сухие годы здесь осаждается гуджир (соль). Позже В.А. Обручев (1905) писал, что в 1898 г. после дождливого 1897 г. озеро было многоводным и почти пресным.

Береговые образования Еравнинских озер. В зависимости от экспозиции и характера склонов берега озер имеют разное строение. Западные и северные берега в основном абразионные, а противоположные — аккумулятивные (рис. 61). В скальных породах западного и северного берегов образуются абразионные обрывы (высота 10—13 м), под которыми лишь местами лежат низкие озерные береговые валы (высота 1,0—2,0 и 2,5—4,25 м) и узкий песчаный пляж.

Пересыпь между озерами Большое и Малое Еравное состоит из параллельных береговых валов оз. Большое Еравное (высота до 4 м), сложенных крупным гравелистым песком (см. рис. 61). Эта пересыпь на юге отделяет оз. Большое Еравное от озер Хаймисановского и Соснового. Последнее озеро на юго-западе отделено от оз. Укырского заболоченной озерной равниной и полосой береговых валов. Южнее Сос-



Р и с. 61. Поперечные профили берегов озер: Большое Еравное:

А — северный; Б — восточный, через пересыпь между озерами; В — Малое Еравное; 1 — озерные галечники; 2 — озерные пески; 3 — суглинистый делювий

нового озера, выше его абразионного уступа, располагается денудационная равнина, повышенные участки которой покрыты древним пролювием и корой выветривания на нем.

Юго-восточнее Соснового озера находится озерная низменность с несколькими озерками, вдающаяся к югу двумя языками с цепочками мелких озер. В пределах западного языка озерной низменности располагаются озера Большая, Средняя и Малая Иренга и несколько маленьких. Озера окаймлены и разделены сравнительно молодыми береговыми валами и песчаными косами. Древние береговые валы (ширина 0,5 км) находятся на южном берегу оз. Большая Иренга. Древние и современные береговые валы и другие озерные образования в районе озер группы Иренга найдены нами на высоте 12 м над озером Большое Еравное. На восточном языке озерной низменности цепочкой, начиная с юга, расположены озера Кыргызда, Шинуста, Тологой-Ара, Хоготуй, Безымянное и Хорхойта. Озера окаймлены песчаными береговыми валами, наиболее мощными на восточных и северных берегах. На южном берегу оз. Шинуста три вала занимают полосу шириной 200 м. Широкая полоса плоских валов имеется и на восточном берегу оз. Тологой-Ара. У оз. Хоготуй на обратном к озеру склоне вала из гравелистого песка насыпан современный "штормовой" валик, воз-

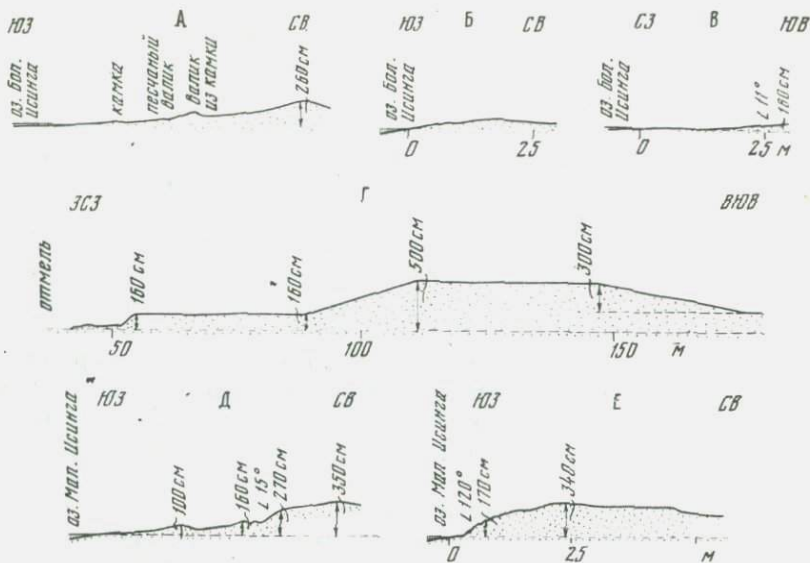
никший при сильном прибое. Такие "штормовые" валики и валы встречаются на берегах многих озер. Эти валы образовались даже на берегах очень мелких (глубина около 1 м) пересыхающих озер. Так, у оз. Хорхойта высота широкого (20 м) песчаного берегового вала восточного берега достигает 160 см. Вне береговых валов этих озер озерные, особенно береговые, отложения отсутствуют. Не обнаружены озерные образования и на склонах и вершинах холмов и гряд, вблизи участков озерных равнин.

Северный берег оз. Малое Еравное окаймлен низкими (до 2—3 м) береговыми валами из крупнозернистого гравелистого песка, переходящими северо-восточнее озера в песчаные косы, подпирающие воды озера и сменяющиеся южнее протоки Холой широкой плотиной. Эта плотина состоит не менее чем из шести слившихся песчано-гравелистых валов высотой по 3—7 м. На ее обращенном к озеру откосе имеются абразионные уступы (высота около 1 м) и три низких современных береговых вала. Южнее с. Шуринга ширина плотины сильно уменьшается, а восточнее этого селения находится озерная равнина с береговыми валами и небольшими мелкими озерами.

Исингинские озера. Эти озера лежат северо-восточнее собственно Еравнинских озер, занимают самую низкую часть Холой-Витимской впадины и смещены к ее юго-восточному борту. Они представляют постоянные разливы Холоя, перегороженные на северо-востоке низкими плоскими гранитными холмами и озерной пересыпью с береговыми валами. Первоначально эти озера были одним озером, сейчас они разделены песчаными пересыпями на озера Малая Харга, Исинга и Исингинское (Малая Исинга). Эти озера соединены короткими, узкими и мелкими протоками — холоями, а из оз. Исингинского течет р. Холой. Осенью 1954 г. в протоках и Холое воды почти не было. Площадь озер, особенно оз. Малая Харга, сильно изменяется в зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков. Берега озер преимущественно плоские, сложены суглинистыми со щебнем или песчанистыми аллювиально-пролювиальными или мерзлотно-солифлюкционными отложениями, и лишь на юго-восточном берегу расположены одиночные гранитные холмы и низкие горы. Береговые валы на северо-западном берегу отсутствуют или незначительны. Они развиты на юго-западном, северо-восточном и, особенно хорошо, на восточном берегах озер.

Исингинские озера продолжают сокращаться, особенно оз. Малая Харга. Оно начало разделяться песчаной косой на два озера и отступило от южного берега на 135 м (1954 г.). Здесь возникли аккумулятивные террасы высотой 1,75—2,80 и 3,40—4,80 м, сложенные неслоистыми супесчаными с гравием отложениями. Выше террас поднимается пологий делювиально-пролювиальный шлейф без следов озерной деятельности.

Береговые валы Исингинских озер размещены так же, как и у других Еравнинских озер. Так, например, на юго-восточном берегу озера Исинга (Харга или Большая Исинга) ширина полосы песчаных береговых валов (высота 0,2—0,6 и 5,0 м) составляла 130 м, а осушавшейся



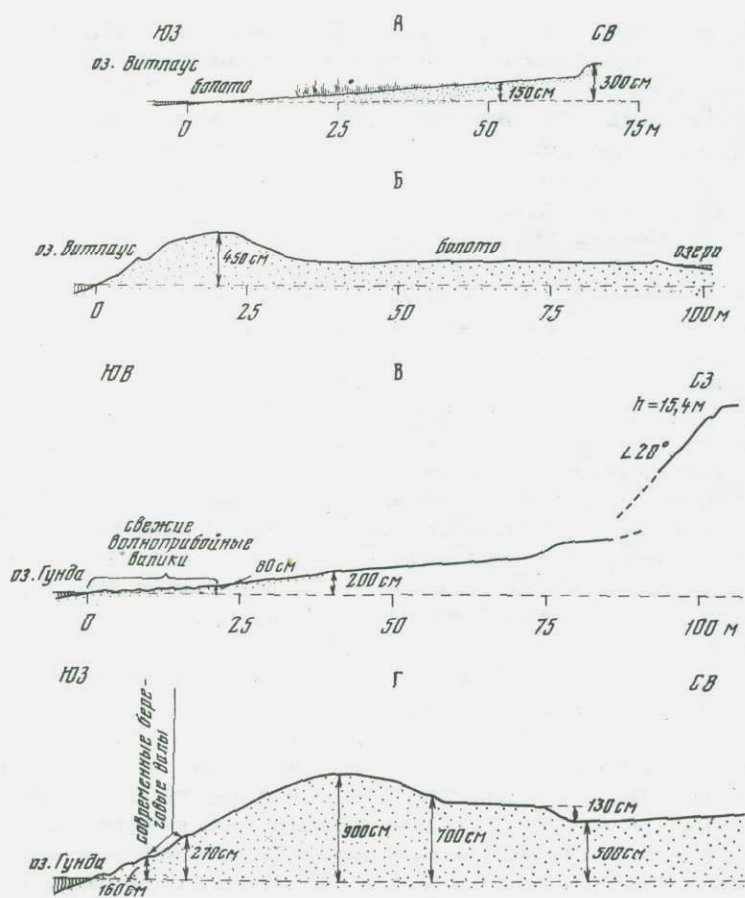
Р и с. 62. Озерные террасы и валы на берегах озер

Большая Исинга: А — северо-восточный участок с р. Холой; Б — то же; В — юго-восточный; Г — восток-юго-восточный; Д и Е — северо-восточный берег оз. Малая Исинга (Исингинское). Условные обозначения см. рис. 61

части озера — 40 м (рис. 62). За полосой береговых валов лежит заболоченная глинистая низменность без следов озерной деятельности. На северо-западном берегу оз. Исинга высота поверхности озерных отложений достигает 1,8 м, а на северо-восточном — не превышает 2,6 м. У Исингинского озера наиболее высокая (до 3,4 м) плотина из береговых валов на северо-восточном берегу прорвана р. Холой. Самый высокий вал сложен гравелистым средне- и крупнозернистым песком со слабоокатанной галькой. На обращенном к озеру склоне вала имеются валики-ступени, а по отмели рассыпана та же галька. Самые низкие (ниже 1,7–1,8 м) над озером валики возникли во время последнего перед нашим посещением сильного волнения на озере. По направлению к северо-западу, как и у других Еравнинских озер, полоса озерных отложений суживается, понижается и примыкает к пролювиальной равнине.

Более древние четвертичные озерные отложения в районе Исингинских озер не обнаружены, поэтому можно полагать, что в это время уровень воды в озерах был лишь немногим выше современного. Эти озера образовались на медленно прогибавшемся участке Еравнинской впадины, выше продольной гряды холмов (горста). Озера были также подпружены конусами выноса притоков Холоя. Высота плотины, а вместе с ней и глубина озера постепенно увеличивались по мере образования береговых валов.

Северо-западнее Исингинских озер лежит оз. Гунда. Оно, как и находящееся южнее его оз. Аршан, подпружено продольной грядой низ-



Р и с. 63. Поперечные профили берегов озер Витлаус (А и Б) и Гунда (В и Г)
 Условные обозначения см. рис. 61

ких гранитных холмов и террасовидной поверхностью, сложенной плотными предположительно верхнемеловыми конгломератами. Озеро Гунда лежит на 6 м выше Еравнинских озер и глубже их. Его северо-западный и северный берега абразионные и лишены высоких береговых валов (рис. 63). Абразионный уступ на северном берегу озера в 1954 г. находился в 125 м от берега, а к 1960 г. озеро отступило от западного берега на 150–200 м, при этом его глубина уменьшилась еще на 1 м (Обожин, Шишкин, 1963).

На северо-восточном берегу озера к абразионному обрыву примыкает песчаный береговой вал, высота которого к югу возрастает. Здесь расположено несколько слившихся береговых валов, перегородивших широкую ложину, а на обращенном к озеру склоне вала — свежена-сыпанные валики (высота верхних 1,6 и 2,7 м), свидетельствующие

об особенно большой силе прибоя на восточном берегу озера. На южном берегу оз. Гунда высота береговых валов снижается (до 7 м). Еще ниже береговые валы у оз. Аршан (до 3,5 м). Высота береговых валов свидетельствует о том, что раньше уровень воды в оз. Аршан был на 3,0–3,5 м, а в оз. Гунда — на 4 м выше современного. Еще выше песок забрасывался прибоем во время сильного волнения на озерах, вызванного западными ветрами.

Ниже Исингинских озер в верховьях Холоя прослеживаются только низкие речные террасы (0,7, 1,5, и 2,5 м), а в его низовьях их высота увеличивается (1,5, 2,0–2,5, 6–7 и 20–30 м). Здесь нет следов крупных четвертичных озер, а на берегах современных, например, оз. Витлаус, находятся береговые валы (см. рис. 63). Они свидетельствуют лишь о большой силе прибоя, но не о высоком уровне воды в озере, который не превышал современный больше чем на 2 м.

Древнее Еравнинское озеро. Кроме описанных современных и более древних озерных образований, расположенных вблизи озер, встречаются озерные отложения на более высоком уровне. Они имеются на Еравнинском базальтовом плато, на перевале Укыр-Сосновое озеро, у подножия северо-восточного склона холма 1044 м, расположенного южнее Соснового озера, на северо-западном побережье оз. Большое Еравное, южнее озер Гунда и Кырганда.

На Еравнинском базальтовом плато древние озерные отложения обнаружены нами в его восточной части, на плоском водоразделе, в 0,5 км к западу от д. Дикта, между последней и оз. Харгалоты. Здесь, на высоте 15–20 м над оз. Сосновое, в выбросах из нор и в муравьиных кучах обнаружен крупнозернистый белый песок с дресвой и глинистыми частицами. Это свидетельствует о том, что прежде озерные воды частично затапливали ложбины северной части южного участка базальтового плато. На перевале у подножья холма 1044 м, в 2 км от Соснового озера, в придорожной яме — карьере, нами найдены пески и глины берегового вала этого озера.

Эти отложения залегают на высоте около 16 м над Сосновым озером под несортированными и неслоистыми суглинками с дресвой, слагающими конус выноса небольшого ручья. Суглинки лежат на размытой поверхности черной комковатой болотной глины, покрывающей срезанную поверхность озерных песков (рис. 64). Мощность глины 10–70 см. Под ней обнаружен плотный сцементированный диагонально-слоистый тонко- и среднезернистый песок с линзами еще более тонкозернистого "мучнистого" песка. Мощность горизонта в среднем 34 см. Под ним находится диагонально-слоистый тонкозернистый песок с глиной, включающей линзы и гнезда сортированного гравелистого крупно- и среднезернистого песка. Средняя мощность этих отложений 30 см. Еще ниже лежит тонкозернистый глинистый песок мощностью до 27 см, сменяющийся по простиранию линзой глины, а под ними — тонкослоистые сортированные пески с дресвой, несомненно, являющиеся отложениями озерного берегового вала. Мощность их 30 см. Они лежат на размытой поверхности диагонально-слоистого слабосортированного тонко- и среднезернистого песка. Этот песок че-

Р и с. 64. Отложения древнего берегового вала на юго-западном берегу Соснового озера:

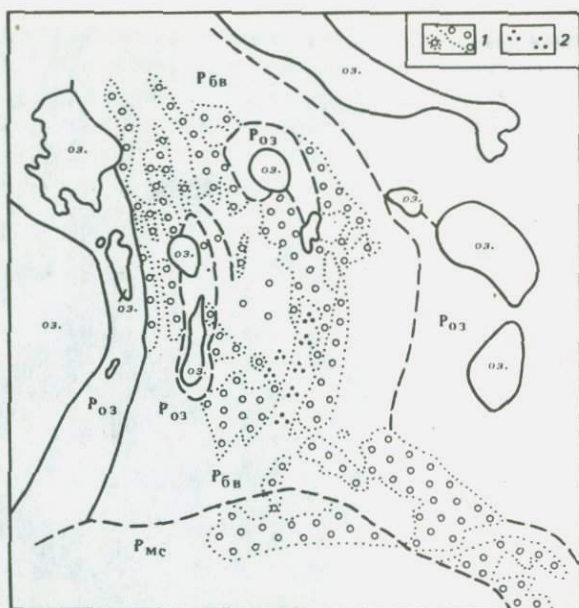
а — гравелистые береговые валы; б — глинистые озерно-болотные; в — торфянистые болотные



редуется со слоями глин или крупнозернистого песка и содержит линзы глины или дресвы с мелкой галькой. Видимая мощность этих прибрежных отложений 1,5 м. Под ними обнаружена глина с зернами крупного песка и дресвы. Восточнее перевала древний береговой вал Соснового озера сложен крупнозернистым гравелистым песком, скрытым под почвой.

Такие же озерные отложения до нас обнаружили и описали В.А. Обручев (1905) и М.Ф. Короткий (1913). В.А. Обручев отметил, что восточнее с. Укыр, в ямах около тракта, залегают светло-серые грубые глинистые пески с прослоями гравия и мелкого щебня и местами — с прослоями и гнездами желто-серой или бурой песчанисто-гравийной глины. Эти наслоения крайне неправильные, то диагональные, то волнистые, с быстрой сменой и выклиниванием слоев, гнездообразным характером и т.д. Он считал эти отложения озерными и отметил, что во всех ямах на плато близ тракта залегает тот же грубый песок, что подтвердили и наши наблюдения.

Т. Ф. Короткий (1913) также описал отложения перевала Укыр-Сосновое озеро (рис. 65). Он обнаружил несколько сцементированные пески, иногда с прослоями гравия, с чрезвычайно изменчивым направлением слоев, часто очень коротких, быстро выклинивающихся и как бы срезанных, иногда прогнутых. На них залегает слой плотной буровато-розовой глины, местами, по-видимому, под влиянием корней деревьев, сильно побелевшей. В 500 шагах от этого разреза и от тракта М.Ф. Короткий в лесу, в почвенном разрезе, обнаружил черную гли-



Р и с. 65. Древние озерные береговые образования восточнее оз. Укрыского
 1 — лес на береговых валах; 2 — кустарник на береговых валах; Р_{бв} — озерные береговые валы; Р_{оз} — равнина озерная; Р_{мс} — то же, мерзлотно-солифлюкционная. Контурсы сплошные — четкие, прерывистые — нечеткие; оз. — озера

ну мощностью больше 2 м, которую, как и описанные выше отложения, он считал озерной. Эти отложения очень сходны с отложениями из описанного нами разреза под высотой 1044 м.

Древние береговые и прибрежные озерные пески также найдены нами на северо-западном берегу оз. Большое Еравное, между устьями рек Жипкэсэн и Дабан-Горхон, на обращенном к озеру склоне холма, сложенного озерными песчаниками. Озерные пески залегают здесь на высоте порядка 20 м над озером и с поверхности замаскированы почвой (21–38 см) и делювием (30–40 см). Они состоят из слоев сцементированного известью и рыхлого крупно- и среднезернистого песка. Мощность плотных слоев меньше 0,5 см, рыхлых — 0,5–1,0 см. Угол их падения очень быстро изменяется от 10 до 30°; азимут падения ЮЗ 190°. Верхняя часть толщи более сцементирована (мощность 48 см). Ниже залегает хорошо сортированный сыпучий крупнозернистый песок (мощность до 26 см), а под песком на глубине 90 см от поверхности земли — плотная жирная белая глина с линзами и включениями песка.

Древние озерные пески встречаются и южнее оз. Гунда, где они обнаружены в ямах на протяжении 0,5 км. В одной из ям залегают горизонтально-слоистые среднезернистые пески, слагающие слои мощностью по 1 см, под которыми на глубине 87 см от поверхности почвы

имеется жирная белая глина с линзами крупнозернистого песка и с отдельными гальками. В другой яме, в 300 м южнее, отмытый белый слоистый песок образует слои толщиной по 5—10 см, и содержит линзы глинистого и слойки гравелистого крупнозернистого кварцевого песка. В некоторых ямах залегали более сцементированные глинистые озерные пески или делювий, а южнее — щебнистый и дресвянистый элювий гранита. Эти озерные пески залегают примерно на 10 м выше поверхности собственно Еравнинских озер.

На основании изложенного мы считаем, что Еравнинское озеро, несомненно, было подпружено базальтами Еравнинского плато, среднечетвертичного возраста, возможно, ранне-среднечетвертичного возраста. Они перегородили и долину Уды. Реки Уда и Мохей при этом образовали наземную дельту, к которой спустились дельты и конусы выноса их притоков, а позже — мерзлотно-солифлюкционные шлейфы. Река Уда блуждала по поверхности дельты, распалась на рукава, направленные к западу и к северу. Большая часть ее воды, вероятно, стекала к северу, в Еравнинское озеро, которое было значительно больше современных озер этого района. Заливы этого древнего озера на западе глубоко вдавались в базальтовое плато и соединяли между собой большую часть озер этого района. Еравнинское озеро на северо-востоке лежало южнее холмов, подпрудивших оз. Гунда, которые являются, по-видимому, отрезанными р. Холой отрогами юго-восточного борта Еравно-Витимской впадины.

Установлено, что уровень воды в собственно Еравнинском озере был раньше выше современного, и озера сливались в одно озеро, которое давало языки к юго-западу, в ложбины Еравнинского плато, и к югу, вдоль древней наземной дельты Уды. Точные контуры этого озера восточнее Еравнинских озер и южнее оз. Малое Еравное не выявлены, так как на склонах холмов здесь не обнаружены следы береговых линий и валов. Это обстоятельство, а также наличие озерных береговых отложений на разной высоте на участках с наиболее активной тектоникой позволяют предположить их местное тектоническое поднятие. Вероятно, уровень воды в Еравнинском озере первоначально был выше современного меньше чем на 10 м. Еравнинское озеро не покрывало Еравнинское плато целиком и не поднималось на 30—40 м выше Соснового озера, как это предполагали В.А. Обручев (1905) и М.Ф. Короткий (1913); так как на этой высоте нет следов озерной деятельности, а высота Укыр-Соснового перевала раньше была преувеличена.

После излияния базальтов часть вод Уды, несомненно, текла к западу по ложбине у края лавового плато. Этот поток постепенно врезался в подстилающие отложения, возникли речные врезы вдоль современных долин Уды и Мохей, наземная дельта была покинута, и сток вод Уды к северу прекратился. В долинах этих рек образовались эрозионные и аккумулятивные террасы. Одновременно в базальтовое и денудационное плато врезались притоки Уды и Мохей. Уровень воды в Еравнинском озере понизился. Оно было спущено Холоем, возможно, промывшим свою долину вдоль тектонических разломов, но такое

объяснение маловероятно, так как формы долин Холоя и его притоков имеют сглаженный древний облик, такой же, как и на соседних участках. Более вероятно, что впадина в районе Исингинских озер прогнулась тогда немного больше, чем на участке с собственно Еравнинскими озерами. Можно также ожидать, что при дальнейших исследованиях в районе Исингинских озер будут найдены четвертичные озерные отложения, лежащие выше современных береговых валов этих озер.

Возникновение озер Еравнинского района связано не со строением рельефа, существенно отличающимся от современного, и не с более влажным климатом, а с местными причинами. Они образовались в постепенно прогибавшихся мезо-кайнозойских депрессиях у запруд, местных продольных горстов на дне впадин, лавовых потоков и у краев наземных дельт. Большое значение при моделировании озерных ванн и увеличении высоты плотин имели течения и особенно сильный прибой в ветреную погоду. В результате деятельности озерной воды были перемыты, отсортированы и переотложены отложения дна и берегов озер и возникли сортированные отложения береговой полосы с валами — гравийные крупнозернистые пески, местами с галькой, песчаные и глинистые отложения береговой полосы и глинистые — в центральных частях озер. Озера при этом приобрели округлые очертания, разделились песчаными пересыпями, а их ванны несколько углубились.

Торейское озеро. Берега современных Торейских озер в юго-восточном Забайкалье существенно отличаются от берегов большей части других озер Прибайкалья и Забайкалья (кроме Байкала), где нет средних и высоких террас. Современные озера Зун-Торей и Барун-Торей периодически пересыхают и превращаются в солончаки. Они вновь наполнились водой в 1958 г., и их уровень поднялся в то время на 5 м. По нашим наблюдениям, берега озера окаймлены береговыми валами и террасами древнего Торейского озера, которое было подпружено наземной дельтой Онона. Это озеро лежало на территории современной Читинской области и МНР и в него, кроме рек Улдза-Гоя, Ималка и небольших речьев, впадали рукава Онона. Эти реки сформировали обширные наземные дельты. Уровень воды в Торейском озере, судя по озерным отложениям, стоял раньше на 43—45 м выше современного уреза воды в оз. Зун-Торей, возможно, на 55 м выше. Понижавшийся уровень воды в озере отмечен береговыми валами и террасами на высоте порядка 18—20 и 8—10 м над озером (1958 г.). Размеры древнего Торейского озера были значительно меньше, чем предполагал Г.В. Добровольский (1952), и оно занимало, по нашим подсчетам, площадь в 3350 км², а суммарная площадь Торейских озер в 1960 г. составляла 817,5 км² (Симонов, 1969). Остальная же часть площади предполагаемого озера была занята аллювиальными равнинами Онона и Борзи (Предбайкалье и Забайкалье, 1965).

Наши выводы о высоте стояния воды и о размерах древнего Торейского озера подтвердили наблюдения Е.И. Корнутовой (1968), описавшей озерные террасы высотой: первая — 5—6, вторая — 9—15, третья — 20—25, четвертая — 32—35 и пятая — 50—60 м. Она отметила существование на поверхности первой — третьей террас озерных

береговых валов. Более высокую аккумулятивную поверхность Е.И. Корнутова считала террасой Онона и полагала, что сток из озера в низовья Борзи осуществлялся на уровне пятой и, возможно, третьей и четвертой террас, а само озеро было подпружено поднятием вдоль разлома, проходящего по левому берегу Онона. Высокий уровень стояния вод Торейского озера подтверждается материалами Забайкальской экспедиции МГУ — доказана 40-метровая и предполагается 65-метровая озерные террасы. Ю.Г. Симонов (1969) отмечает, что не подтвердились озерные террасы высотой 90 и 120 м и остается неясным происхождение плотины Торейского озера.

Следует отметить, что вообще озерные террасы Прибайкалья и Забайкалья связаны с местными причинами разного происхождения и часто принадлежат водоемам, не имеющим поверхностного стока. Древние и современные Торейские озера являются ярким примером концевых озерных бассейнов, широко распространенных в МНР и почти отсутствующих в более северных районах. Кроме Баргузинского, в межгорных понижениях Прибайкалья вряд ли существовали в плейстоцене и другие, кроме современных, большие и глубокие озера, а песчаные отложения, принимаемые за озерные, имеют преимущественно иной генезис. В районах, подвергавшихся оледенению, были многочисленные менее значительные озера, теперь в большинстве случаев исчезнувшие.

В Прибайкалье и в Забайкалье среди исчезнувших плейстоценовых и неогеновых озер преобладали небольшие мелкие озера, подобные современным Еравнинским. Такие неогеновые озера имелись, например, в котловинах Витимского плоскогорья (Ендрихинский, 1967а,б; Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974). В юго-западном Забайкалье, около Улан-Удэ, в Иволгинской котловине, западнее Селенги под ее аллювием найдены остатки пеллеципод позднеолигоценового — раннемиоценового возраста, которые сходны с пеллециподами танхойской свиты на берегу Байкала, что свидетельствует о накоплении этих осадков в спокойном озерном мелководье, вероятно, небольшого пойменного озера (Михно и др., 1960; Базаров, 1968б). Такое же озеро, но голоценового возраста находилось в этой котловине восточнее пос. Иволгинск (см. рис. 54). Оно оставило песчаную плотину и заболоченное дно. Отложения небольших мелких миоценовых озер найдены в Тункинской котловине, на о-ве Ольхон, в Приольхонье и в других местах. На мелководный характер неогеновых озерных отложений Тункинской котловины указывают также данные диатомового анализа, опубликованные в последнее время (Черемсинова, 1973). Возможно, в южной котловине Байкала тогда существовало значительно более глубокое озеро, о чем, по мнению С.М. Попова, свидетельствует богатая моллакофауна танхойской свиты, которое, однако, не было очень глубоким (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974). Для образования современного глубоководного Байкала наиболее благоприятные условия создались, по мнению Н.А. Логачева, в эоплейстоцене, когда произошло сравнительно быстрое погружение дна Байкальской впадины. Тогда, возможно, существовали два водоема, разделенные сухопутной перемычкой в районе Академического хребта (там же).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Горы Прибайкалья, Забайкалья и соседних районов возникли на активизированных древних и молодых платформах с остатками поздне-мезозойско-палеогенового выровненного горного рельефа, вовлеченных в повторный орогенез одновременно с мезозойскими и альпийскими геосинклиналями. Горные хребты и котловины сформировались вдоль зон оживших глубинных и поверхностных разломов в результате усиления глубинного теплового потока, разогрева и подъема более легкого вещества, выплавленного из верхней мантии. Изостазия являлась регулятором амплитуды вертикальных движений по разломам и при образовании глубинных складок. Наличие глубоких разломов, шовных линий и блоковых структур, не только продольных, но и поперечных, подтверждается данными геофизических исследований. Однако их детальность и густота сетки недостаточны, даже в Прибайкалье, для однозначного объяснения генезиса этих структур, особенно более узких, чем мощность земной коры под ними. Все еще неясными остаются вопросы о причинах и механизме дифференцированных тектонических движений. По-разному объясняются причины активизации тектонических движений, омоложения и возрождения гор. Кроме того, возникновение возрожденных гор пока еще обосновано объяснено только с позиций "фиксистов", и почти не было попыток сделать это с позиций "неомобилистов". Проблема происхождения и развития рельефа возрожденных гор нуждается в дальнейших всесторонних исследованиях.

Геоморфологический этап развития рельефа начался во второй половине палеозоя, а в юго-восточном Забайкалье местами после отступления юрского морского залива. На этом этапе морфоструктуры возникали в разных районах неодновременно. Неоднократно формировались горы, подвергавшиеся разрушению, и создавались обширные равнины. На юге Сибири в конце средней юры произошла существенная перестройка рельефа: площадь котловин сократилась, их края поднялись, образовались новые и подновились старые разломы. Возникли высокие горы, которые в восточном Забайкалье были ниже, чем в западном. Реки размывали резко расчлененные горы и выносили обломочный материал к северу на равнины или отлагали его в межгорных котловинах. Позднемезозойский орогенез местами продолжался с перерывами до позднего мела, о чем свидетельствуют обвальные, осыпные и пролювиальные отложения сотниковской свиты Забайкалья, грубообломочные отложения еравнинской свиты и их аналоги в других райо-

нах¹. На большей части территории гор юга Сибири, Забайкалья и северной Монголии в позднем мелу горы интенсивно разрушались, рельеф выравнивался. Наступил этап относительного тектонического покоя и перерыва в осадконакоплении. Он продолжался до начала эоцена, и в результате денудации сформировалась основная мел-палеогеновая вершинная поверхность выравнивания. Эта поверхность имела различный рельеф — от равнинного до сглаженного низкогорного. На Алтае глубина его расчленения достигала 500 м. В Саянах и в Туве сохранились сглаженные водоразделы с останцовыми низкими горами и холмистыми грядами, а на Северо-Байкальском и Латорском нагорьях — участки пологоувалистой равнины с останцами холмистых гряд. В северо-западной части Витимского плоскогорья, в Хэнтэй-Чикойском нагорье и в соседних районах от него остались участки сглаженных гор и средневысотного плато. В Забайкалье позднемезозойские впадины и своды с пологогрядовым рельефом сохранились хорошо. Наиболее обширные участки мел-палеогеновой поверхности выравнивания с равнинным и холмистогрядовым рельефом имеются на о-ве Ольхон, в Приольхонье, а также в Еравнинском районе. В высокогорье Байкальского рифта эта поверхность почти везде уничтожена.

Широкое распространение останцов мел-палеогенового сглаженного горного и холмисто-грядового рельефа в Забайкалье и в соседних районах противоречит гипотезе о полном уничтожении гор в доорогенный этап выравнивания и о возникновении здесь низких бескрайних равнин единого донеогенового пенепплена. Это также противоречит идее о повсеместном образовании возрожденных гор на этом пенепплене. Полного повсеместного выравнивания гор перед неотектоническим этапом не было. От позднемезозойского горного и равнинного рельефа местами сохранились низкие и средние горы со сглаженными очертаниями, холмисто-грядовые возвышенности, низкие и поднятые равнины, остатки речных долин и отложений, следы деятельности озер.

В новейший, неоген-четвертичный орогенный этап развития рельефа мел-палеогеновая выровненная поверхность, как и более молодые образования, была разбита разломами, поднята или опущена по ним на разную высоту, что послужило основной причиной возникновения, особенно в горах байкальского типа, ступенчатого ярусного рельефа, создавшего видимость множества вершинных поверхностей выравнивания. Кроме того, верхний уровень денудации на вершинах гор представляется древней вершинной поверхностью выравнивания. На склонах же котловин и гор в результате неравномерного прерывистого орогенеза на новейшем этапе образовались денудационные и аккумулятивные выровненные ступени, заходящие языками в горные долины.

На новейшем этапе развития рельефа горообразование шло по двум принципиально различным основным типам: байкальскому и гобийскому (Флоренсов, 1965а). Горообразование байкальского типа происходило у Байкальского рифта, где пологие своды с самого начала были

¹ Наиболее полно на основании современных материалов история развития рельефа рассмотрена в книге "Нагорья Прибайкалья и Забайкалья" (1974).

осложнены плоскими прогибами, позже разбитыми гравитационными сбросами. При обрушивании по разломам возникли окаймленные рифтовыми горами кайнозойские впадины байкальского типа, которые обновлялись гравитационным скалыванием, разрушающим горные своды и расширяющим впадины. При гобийском типе горообразования медленное пологое вспучивание геоструктур сопровождалось продольным раскалыванием, особенно на крыльях вблизи подгорных равнин, возникновением крупных надвигов или краевых грабенов. У некоторых морфоструктур по оси свода поднимались горные массивы и в общем сводовое поднятие вовлекались подгорные полосы равнин в изометричных мезокайнозойских межгорных котловинах гобийского типа, которые постоянно суживались. Существуют и другие переходные подтипы горных морфоструктур, например забайкальский, характерный для Забайкалья, у которого сводообразные линейно вытянутые горные хребты, в разной степени разбитые разломами, чередуются с удлинненными мезокайнозойскими впадинами.

Наблюдения над полями смещения в продольных и поперечных сейсмических волнах показали, что у морфоструктур байкальского типа Прибайкалья, кроме его юго-западной части, как и в океанических рифтах, существуют почти горизонтальные рельефообразующие растягивающие усилия, перпендикулярные к простиранию геологических структур. Они свидетельствуют о растяжении впадин, сопровождающимся растягиванием, утонением и разрывами земной коры, что происходит и в других рифтовых зонах. У морфоструктур Восточного Саяна, Танну-Ола, северной Монголии, Забайкалья и других соседних районов, как и в юго-западной части Прибайкалья, наблюдается сжатие, но тоже поперечное (Мишарина, 1967). Это сжатие, вероятно, связано с тангенциальным сжатием, сопровождавшимся образованием складок большого радиуса и вулканической деятельностью. Оно могло возникнуть при сближении Сибирской платформы и Индийской плиты в различно ориентированных глыбах Центрально-Азиатского орогенного пояса, разделенных сетью долгоживущих региональных глубинных разломов и разломов более высоких порядков и иного генезиса.

Мел-эоценовый выровненный рельеф при новейшем орогенезе был преобразован не только в результате нескольких фаз дифференцированных тектонических движений, но и вследствие глубокого эрозионного расчленения, сопровождавшегося денудацией и образованием педиментов, возникших на склонах гор и котловин в разных климатических условиях, преимущественно засушливых и холодных, и проникавших "заливами" в глубь гор. При этом продукты разрушения горных пород накапливались в котловинах и в предгорьях и образовывали аккумулятивные равнины или частично выносились реками за пределы гор. Исключение составляли бессточные районы, где они почти целиком оставались. Таким путем образовался миоценовый средне- и низкогорный сглаженный рельеф, сохранившийся под миоценовыми базальтами. Этот рельеф также подвергся тектоническому и эрозионному преобразованию, а его наиболее высокие участки были моделированы гля-

циально-нивальными процессами в течение двух фаз плейстоценового оледенения (Олюнин, 1969а).

На неоген-четвертичном этапе развития рельефа в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных геоморфологических процессов возникли протяженные морфоструктурные зоны чередующихся горных хребтов и котловин с участками высоких цокольных равнин или без них. Самые крупные современные морфоструктуры Забайкалья унаследованы с позднего мезозоя, когда уже существовали Байкальский и Даурский своды и на месте Витимо-Селенгинского синклиория возникли пологие горные хребты и котловины. Образование этих структур, по-видимому, в сильной степени обусловлено позднемезозойскими гранитоидными интрузиями, наиболее значительными под хребтами. Поперечный к этим структурам широкий и плоский субмеридиональный Орхоно-Селенгинский прогиб возник еще раньше, вероятно, одновременно с мезозойской эффузивно-осадочной толщей. На Алтае, в Саянах и в Прибайкалье позднемезозойские морфоструктуры при новейшем орогенезе были перестроены. Местами произошла инверсия рельефа. Контуры крупных морфоструктур в горах юга Сибири и соседних районов совпадают с зонами активизированных глубоких разломов, которые в неоген-четвертичное время были наиболее активными тектоническими элементами.

Основные черты современного рельефа обусловлены новыми и новейшими тектоническими движениями, наличием крупных сводообразных поднятий и мульдообразных прогибов, в разной степени осложненных разнонаправленными разломами в осадочном чехле и в кристаллическом фундаменте повышенной хрупкости. Поэтому молодые геоструктуры и морфоструктуры имеют глыбовое строение или представляют мульдообразные и сводообразные деформации большого радиуса и пологие щитообразные структуры, осложненные перемещениями по разломам. Линейно-вытянутые глыбовые и сводообразные морфоструктуры свойственны прямолинейным участкам морфоструктурных зон, а их резким поворотам присущи щитообразные морфоструктуры (нагорья Патомское, Сангилен, Алтайское, Салаиро-Кузнецко-Алатауское). Для периклинальных окончаний морфоструктурных зон характерно разветвление горных хребтов и котловин и взаимопрокиновение их в соседние районы. В противоположность новым и новейшим дизъюнктивным дислокациям пликативные нарушения малого радиуса распространены мало.

При образовании морфоструктур экзогенные геоморфологические процессы имели подчиненное значение, что гораздо более существенное, чем вулканические. Наши подсчеты и сравнения объемов современной и кайнозойской дельты Селенги с объемом горных речных долин ее бассейна показали, что современные долины образовались не только в результате новейшей эрозии, а в основном вследствие дифференцированных новейших тектонических перемещений по разломам, и включают впадины доорогенного этапа развития рельефа. Это тем более вероятно, что бассейн Байкала, по крайней мере с конца кайнозоя, был замкнутым и за его пределы текучие воды не выносили твердый обломочный материал, который скапливался в котловинах этого бассейна.

Размещение морфоструктур зависит от молодых тектонических движений, вертикальных и горизонтальных, вдоль возрожденных палеозойских, наложенных мезозойских и особенно кайнозойских разломов, оконтуривающих и секущих морфоструктуры или проходящих вдоль оси впадин. Неотектонике обязано происхождение не только крупных структур, но и более мелких форм рельефа и их деталей, орнаментирующих морфоструктуры. Крупные разломы и дизъюнктивные уступы, обычно изображаемые на картах прямыми линиями, на самом деле состоят из множества систем разнонаправленных относительно коротких разломов со сравнительно малой амплитудой смещения и обычно занимающих в совокупности довольно широкие полосы. Наиболее крупные размеры имеют отдельные дизъюнктивные уступы, ступени, разломы в тектонически сильно расчлененных горах, где в пределах сравнительно узких *полос* наблюдаются значительные вертикальные дифференцированные смещения, свидетельствующие о большой новейшей тектонической активности. Наоборот, у сводообразных и щитообразных поднятий и широких котловин — мульды частичные разломы короткие, созданные ими уступы низкие, а вся раздробленная полоса часто значительно шире, чем у крутосклонных гор, и представляется полого изогнутым склоном. Все эти факты свидетельствуют об исключительно большом значении перемещений по разломам при формировании морфоструктур.

Длинные и узкие продольные межгорные понижения и разделяющие их крутосклонные горные хребты, возникшие вдоль разломов, распространены очень широко и являются основными формами рельефа. Характерны решетчатые системы параллельных разломов различного простирания и частая смена направления дизъюнктивных нарушений. Так, в Восточном Саяне преобладают их северо-западное и субширотное простирания, осложненные северо-восточными и субмеридиональными нарушениями. В Западном Саяне главенствуют северо-восточные разломы, а в Туве опять субширотные и северо-западные. В Хамар-Дабане их главному субширотному простиранию подчинены нарушения других направлений. Вдоль Байкала субширотное простирание морфоструктур сменяется на севере северо-восточным и субмеридиональным. В западном Забайкалье и в Становом нагорье преобладает северо-восточное направление цепочек котловин и горных хребтов.

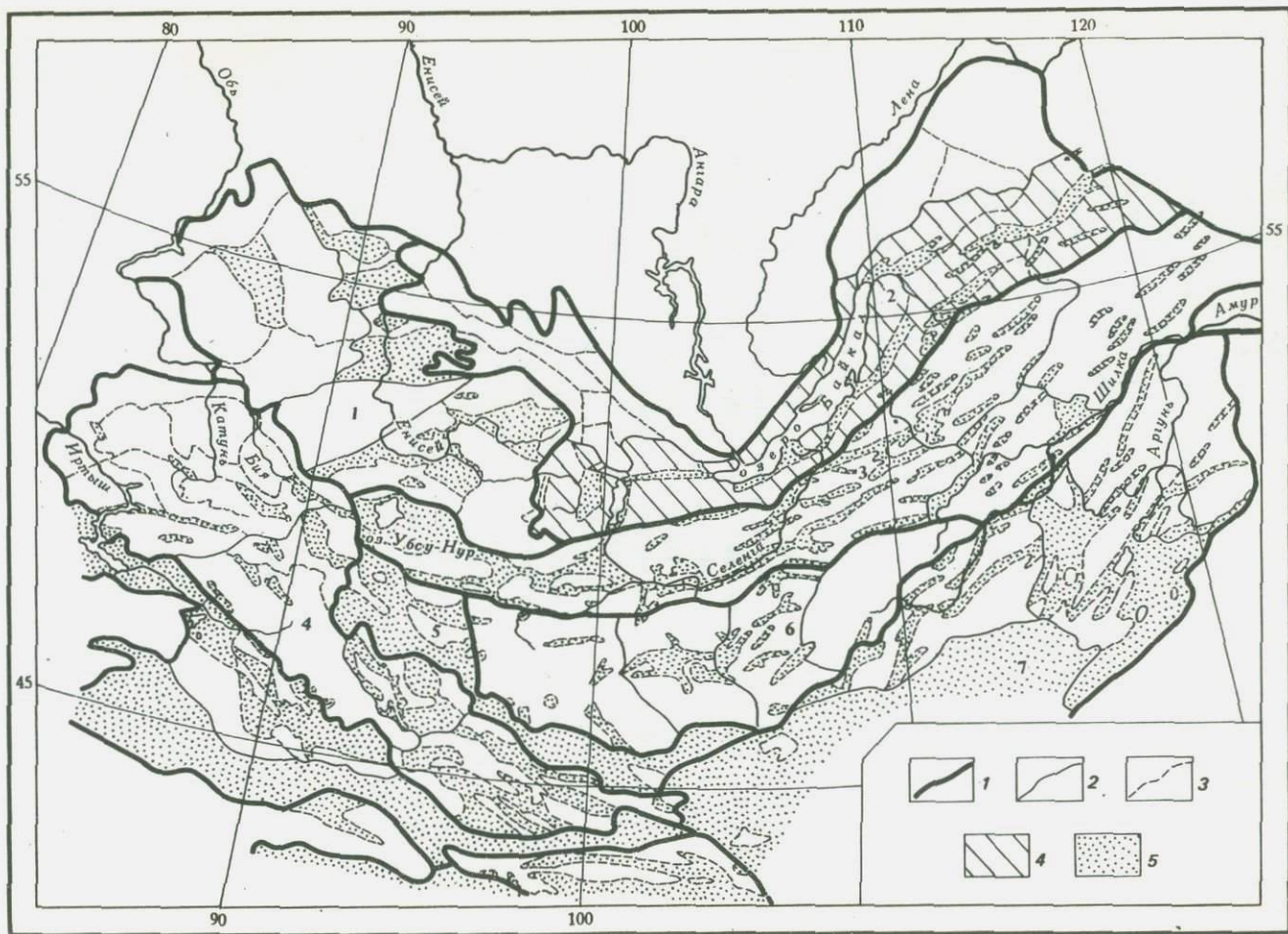
Рельефообразующее значение имеют также дополнительные разломы других направлений, но они формируют морфоструктуры местами и обычно только усложняют их. Эти разломы выражены в рельефе прямо или косвенно. Главные разломы, создавшие наиболее контрастные формы рельефа, на соседних участках теряют свою выразительность, иногда выклиниваются, а второстепенные становятся главными.

Горные хребты и котловины в плане часто имеют изломанные прямолинейные контуры, что связано со стыками систем обычно сравнительно коротких и прямых разнонаправленных разломов. Некоторые выраженные в рельефе разломы при пересечении разных морфоструктур меняют по простиранию свой знак. Так, например, у одного и того же сброса опущенное на одном участке крыло на другом оказывается поднятым и — наоборот. В местах пересечения дизъюнктивных структур

тур одного знака возникают самые высокие горы или же наиболее глубокие участки котловин. Котловины по простиранию суживаются, разветвляются на более узкие долины-грабены. Они переходят в разработанные вдоль разлома узкие речные долины, в седловины, тектонические рвы, трещины, выраженные и невыраженные в рельефе, "свежие" — активные и "старые", в неотектонические уступы, сложные и одиночные. Котловины при этом часто выклиниваются и замещаются другими котловинами, расположенными кулисообразно. Такие изменения испытывают и положительные морфоструктуры, их элементы и окаймляющие разломы. Наблюдается также проникновение морфоструктур и их элементов в пределы соседних крупных форм рельефа, их наложение. В котловинах погружающиеся отроги гор создают местные поднятия дна — пороги, а внедряющимся в горы ответвлениям впадин соответствуют внутригорные малые котловины, пониженные полосы гор, цепочки седловин. Отмеченные явления широко распространены на Земле не только в горных районах, но и на платформенных равнинах, например, на Обь-Иртышском междуречье на Западно-Сибирской равнине (Олюнин, 1969б; и др.).

Наиболее крупными морфоструктурными образованиями являются морфоструктурные зоны и подзоны, показанные на нашей карте (рис. 6б). Они следуют на севере вдоль края Сибирской платформы, а на западе и востоке суживаются и выклиниваются. Морфоструктурные зоны и подзоны отличаются одна от другой геологическим строением, проявлением и характером новых и новейших тектонических движений. В них входят морфоструктурные области, которые включают морфоструктуры второго порядка — крупные горные хребты, плоскогорья и межгорные понижения меньших размеров и часто с большей выраженностью в рельефе дизъюнктивных нарушений, чем в морфоструктурных областях. При их возникновении в одних районах главенствовали пологие изгибовые деформации земной коры, в разной степени осложненные дизъюнктивными нарушениями, а в других — перемещения глыб по разломам. К морфоструктурам третьего порядка отнесены выраженные в рельефе узкие горсты и грабены. Некоторые морфоструктуры второго и третьего порядков в основе являются перекошенными глыбами.

Морфоструктурные зоны, как и подзоны и области, также отличаются одна от другой простиранием рельефообразующих разломов, историей развития и типом морфоструктуры — байкальским, гобийским, забайкальским. Зона Восточно-Саяно-Байкальского сводово-глыбового нагорья обладает байкальской складчатостью и преимущественно байкальским типом морфоструктуры. Этот тип наиболее ярко выражен в Байкальской рифтовой подзоне, сильно отличающейся от соседних районов по происхождению, структуре и активности тектонических процессов. Здесь цепочки длинных, в большей части относительно узких и глубоких кайнозойских котловин возникли на неотектоническом этапе развития и окружены высокими и средневысотными глыбовыми горами, простирание которых на разных участках различно. В котловинах Байкала наблюдаются наиболее высокие значения теплового потока и



большая сейсмичность по сравнению с соседними районами, а также более тонкая земная кора, чем под горами. Менее выражен байкальский тип морфоструктуры в области Восточно-Саянского нагорья, где средневысотные и высокие горные хребты и узкие котловины возникли в основном вдоль разломов северо-западного и субширотного простирания. Местами широко распространены останцы денудационных выровненных поверхностей и базальтовые плато. В области Северо-Байкальского и Патомского сводово-глыбовых нагорий преобладают средневысотные и низкие горы, расчлененные в разной степени, большие котловины отсутствуют. Здесь лучше всего сохранился плоский позднемезойский Байкальский свод, особенно на щитообразном Патомском нагорье. На Северо-Байкальском нагорье свод сильно разбит разломами на ступени и расчленен реками.

В Убсунуро-Забайкальской зоне чередуются цепочки сводообразных хребтов средней высоты и котловин забайкальского типа, имеющих в основном северо-восточное простирание. Это свойственно и восточно-забайкальской части Монголо-Восточно-Забайкальской зоны, где имеются изометричные котловины гобийского типа. Эти зоны разделяет зона Хангай-Хэнтэйского сводово-глыбового нагорья, в которой Хангайское и Хэнтэй-Чикойское нагорья разделены широким субмеридиональным прогибом — продолжением Орхоно-Селенгинского прогиба, расположенного восточнее 104° . Восточнее этого меридиана доминируют разломы и структуры северо-восточного простирания, а западнее — субширотные. Щитообразное Хэнтэй-Чикойское нагорье разбито разломами и лишено крупных котловин.

Второй еще более широкий субмеридиональный прогиб пересекает Кузнецко-Саяно-Тункинскую зону вдоль Минусинского и Центрально-Тувинского межгорных понижений. Он проходит примерно между 90 и 95° в.д. и тянется к югу через впадину оз. Убса-Нур в область Котловин Больших Озер в МНР. Для него характерны изометричные котловины гобийского типа и относительно низкие горные хребты (кроме Западно-Саянского нагорья, почти лишённого котловин).

Кузнецко-Саяно-Тувинская зона мозаична и состоит из неодинаково ориентированных горных хребтов, массивов и впадин разного строения и возраста. Сложное строение имеет Алтайское нагорье, в котором положительные морфоструктуры близки к байкальскому типу, а котловин-рвов мало. Есть котловины забайкальского типа, а в северо-во-

Р и с. 66. Морфоструктурное районирование возрожденных гор северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса

1 — границы зон и подзон; 2 — то же, морфоструктурных областей; 3 — то же, морфотектур и наиболее крупных морфоструктур; 4 — Байкальский рифт; 5 — межгорные понижения и высокие цокольные равнины. Зоны: 1 — Кузнецко-Саяно-Тувинских сводово-глыбовых гор и межгорных понижений; 2 — Восточно-Саяно-Байкальского сводово-глыбового нагорья; 3 — Убсунуро-Забайкальских аркогенных гор, котловин и плоскогорий; 4 — Алтайского сводово-глыбового нагорья; 5 — Котловин Больших Озер; 6 — Хангай-Хэнтэйского сводово-глыбового нагорья; 7 — Монголо-Восточно-Забайкальских аркогенных гор, котловин и высоких цокольных равнин

сточной части Алтая — близкие к гобийским. Они унаследованы с доорогенного этапа развития рельефа и представляют, возможно, часть области Котловин Больших Озер, высоко поднятую в новейшее время.

Некоторые котловины Алтая или их отрезки вытянуты субширотно и лежат на одной линии с цепочками котловин Убсунуро-Забайкальской зоны. Это свидетельствует, вероятно, о том, что забайкальские котловины и связанные с ними зоны глубинных разломов следуют по простиранию всей северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса — от Западно-Сибирской равнины на западе до Алданского плоскогорья на северо-востоке. В Гобийском Алтае, частично в Котловине Больших Озер, как и в Туве, и особенно на Восточном Саяне, главенствуют параллельные морфоструктуры и разломы северо-западного простирания. Они местами выражены и в Хангайском нагорье.

Анализ простираний цепочек котловин и горных хребтов показал, что восточнее 104° в.д. основным их простиранием является северо-восточное, местами субширотное, а западнее этой долготы — субширотное или северо-западное и лишь местами субмеридиональное. При этом некоторые цепочки котловин и горных хребтов образуют параллельные зоны, прослеживаемые вдоль всей северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса и пересекаемые субмеридиональными прогибами. В целом отчетливо вырисовывается трансконтинентальная сетка линейных морфоструктур — морфоструктурных линияментов.

К решению проблемы происхождения современной гидрографической сети Прибайкалья и Забайкалья позволили существенно приблизиться и наши исследования об осадконакоплении и генезисе кайнозойских отложений в возрожденных горах. Вопрос о происхождении песчаных и супесчаных отложений является сам по себе важнейшей проблемой четвертичной геологии и истории развития рельефа не только отмеченного района, но и всего пояса возрожденных гор юга Сибири, Монголии и других районов. Кроме того, правильное определение генезиса обломочных отложений интересно в практическом отношении, важно при поисках россыпных полезных ископаемых и мест их коренного залегания.

Изучение антропогенных отложений района позволило нам уточнить их генезис, разобраться в литологически сходных разновидностях этих отложений. Мы считаем, например, как и А.П. Павлов, Е.В. Шанцер и другие ученые, что отложения конусов выноса и наземных дельт являются пролювиальными, вне зависимости от их литологии. Все они отложены фуркирующими водными потоками. Среди пролювия, в зависимости от первоначального генезиса слагающего его материала, мы различаем: делювиально-пролювиальные, аллювиально-пролювиальные и эолово-пролювиальные отложения. Значительную часть так называемого перигляциального аллювия мы относим к аллювиально-пролювиальным (пролювиальным) отложениям малых фуркирующих рек и полагаем, что их накопление происходило не только во время оледенения, но вообще в условиях засушливого семиаридного климата с интенсивным физическим выветриванием, скудной растительностью и ливневым характером дождей. Этот процесс, но в малых размерах, наблюдается и теперь в Забайкалье, Монголии и в соседних районах. Эолово-пролю-

виальные отложения возникли в результате переотложения золотого материала струйками дождевых и снеговых вод.

Из разнообразных кайнозойских осадочных обломочных отложений наиболее интересны пески и супеси, происхождение которых очень дискуссионно. По нашему мнению, их широкое распространение связано с разрушением и переотложением пород гранитоидного пояса юга Сибири, продолжающегося и в северной Монголии. При образовании поверхностных толщ земной коры этого пояса палеозойские осадочные породы на громадных площадях были пронизаны и замещены интрузиями гранитов. В течение палеозоя и мезозоя граниты обнажились и подверглись в мезокайнозое дальнейшему выветриванию и денудации. Накоплению обломочного материала, в частности песков, способствовало также образование замкнутых прогибающихся впадин — бессточных бассейнов.

Детальное изучение нами параллельно-слоистых песков и супесей показало, что они в Забайкалье, горах юга Сибири и в Монголии в основном не имеют озерного происхождения. Установлено, что при разрушении некоторых разновидностей гранитов и гранито-гнейсов сразу получается мелко- и среднезернистый песок, содержащий мало пылеватых частиц. Такой делювий отличается сравнительно хорошей сортированностью и слоистостью, параллельной поверхностью склона (юго-западное Забайкалье, Гусихинская котловина Прибайкалья, левобережье р. Тес-Хем в Убсунурской котловине и т.д.). По мере перемывания песка струйками дождевых и снеговых вод, переотложения ручьями и реками и особенно при перевевании сортированность и четкость слоистости увеличиваются. Золотые пески широко распространены в Прибайкалье, Забайкалье, Туве, Монголии и в других районах. Они образуются не только в настоящее время, но, возможно, возникали в продолжение всего плейстоцена. Все эти песчаные и супесчаные отложения имеют четкую слоистость, в общем параллельную поверхности форм рельефа и с различными элементами: линзовидной, косой, волнистой и т.д.

На основании условий залегания, характера слоистости, гранулометрического состава и формы зерен мы считаем эти отложения полигенетическими, имеющими на разных участках различное происхождение: речное, пролювиальное, золотое, отчасти озерное, а в некоторых котловинах — флювиогляциальное. Они часто внешне очень схожи и отличить их можно только по комплексу признаков, так как некоторые одинаковые признаки имеют пески разного генезиса, особенно озерные, золотые и некоторые разновидности речных песков. Эти отложения хорошо сортированы, а слоистость у них часто бывает почти горизонтальной.

На неозерное происхождение песчаных и супесчаных отложений указывает также их размещение, асимметричное по отношению к рекам: на одном берегу или склоне долины (котловины) они образуют мощные покровы, а на противоположном их нет и они замещены каменистыми или глинистыми отложениями. Такая асимметрия в расположении обломочного материала обычно связана с навеванием песка и алеврита активными ветрами с речных отмелей и береговых обрывов на

подветренный склон. Значительная мощность песчаных и супесчаных отложений связана и с асимметричным прогибанием дна котловин.

Полигенетические пески слагают так называемую кривоярскую свиту, наиболее детально описанную и изученную в Прибайкалье и особенно в западном Забайкалье. Возраст и происхождение ее спорны. Предположение о преимущественно озерно-аллювиальном, озерном или флювиогляциальном генезисе этих песков в бассейне Селенги, по нашему мнению, неверно. Их в основном пролювиальное происхождение доказывается характером слоистости, степенью сортированности и формой зерен, а также отсутствием на противоположном левом берегу Селенги следов средних и высоких речных террас и разновозрастных им озерных отложений. По нашему мнению, в районе г. Улан-Удэ в обнажении Кривой Яр верхние горизонты представлены песками дюн, а нижние в основном различными пролювиальными отложениями подгорного шлейфа из слившихся конусов выноса и наземных дельт малых правых притоков Селенги. В буровых скважинах на этом шлейфе обнаружены такие же пролювиальные пески. Аллювий Селенги имеется в основании Кривого Яра, а также в других местах в низких и средних террасах.

Другой большой массив кривоярской свиты в районе Ботыйской Ямы на правобережье Селенги образован в основном золовыми песками, навеванными со стороны Селенги, а не ее аллювием. Вблизи Байкала, в районе дельты Селенги, пески и супеси кривоярской свиты слагают средние и высокие террасовидные поверхности, в частности, так называемую фогановскую террасу. Они имеют здесь золово-пролювиальное происхождение, а не озерно-речное и озерное. В бассейне Уды пески кривоярской свиты также отложены преимущественно ручьями и малыми реками и слагают подгорные шлейфы из делювиально-пролювиальных и золово-пролювиальных отложений. Значительная часть этих песков и супесей имеет золовое происхождение. Они слагают и погребенные под дюнами и пролювием средние террасы притоков Уды. В низовьях Чикоя и Хилка пролювиальные и золово-пролювиальные пески кривоярской свиты включают прослойки золовых отложений.

Пески и супеси кривоярской свиты и другие отложения накапливались с эпохейстоцена по настоящее время: они залегают на эпохейстоценовых красноцветах и содержат в верхних горизонтах позднеплейстоценовую и голоценовую фауну. Предполагался различный возраст преимущественно немых кривоярских песков и речных галечников бассейна Селенги, которые на самом деле, по нашему мнению, могли отлагаться одновременно. Находки выветрившихся галечников в нижних горизонтах песков и в переуглубленных долинах бассейна Селенги подтверждают последнее предположение и то, что в плейстоцене в этом районе не было резких изменений направленности новейших тектонических движений. На неотектоническом этапе развития рельефа на общем фоне воздымания местности происходили поднятие горных хребтов и неравномерное прогрессирующее относительное опускание дна котловин. Относительное воздымание Хамар-Дабана сопровождалось перегораживанием переуглубленных долин бассейна Селенги и заполнением их чет-

вертикальными отложениями. Этому заполнению способствовало повышение уровня воды в Байкале. Во время накопления песков кривоярской свиты, аналоги которых отлагаются и теперь, существовали горы, сходные с современными.

Пески кривоярской свиты широко распространены и в котловинах Прибайкалья, где слагают высокие террасовидные ступени. В Тункинском межгорном понижении на правом берегу преобладают: пролювиальные, золово-пролювиальные и золовые, а на левом берегу Иркутка в урочище Бадар не межледниковые озерные, а аллювиально-пролювиальные отложения, вероятно, древней (ранний плейстоцен?) дельты Иркутка, перекрытые значительной толщей дюнных песков. Низкие и средние террасы Иркутка сложены более молодыми аллювиальными песками, но не озерными, и местами покрыты золовыми наносами. В Баргузинском межгорном понижении правобережные наземные дельты и конусы выноса образованы флювиогляциальными галечниками и песками, а левобережные высокие террасовидные массивы песков — куйтуны — древними дельтовыми отложениями Аргады, Гарги и других левобережных притоков Баргузина, перекрытыми золовыми и золово-пролювиальными песками. Озерные пески и другие отложения того же происхождения позднеплейстоценового — голоценового возраста найдены только в южной части Баргузинской котловины, где слагают низкие озерные террасы и береговые валы. Более древние озерные отложения обнаружены при бурении в южной части Баргузинской и в Тункинской котловинах.

В Верхнеангарском межгорном понижении байкальские озерные пески первой террасы и береговых валов встречаются вблизи устья Верхней Ангары. В собственно Верхнеангарской котловине преобладают пески наземных дельт и низких террас Верхней Ангары и ее левых притоков. Местами на них имеются дюны. По-видимому, аллювиально-пролювиальные и, частично, флювиогляциальные и золовые пески слагают высокие террасовидные ступени в Муйской, Чарской и в других котловинах Станового нагорья. Пески имеют спорный генезис и в других котловинах гор юга Сибири, например, в Южно-Минусинской котловине у Абакана и Минусинска, в Туве, восточнее оз. Убсу-Нур и во многих других местах. Большая часть таких отложений при детальном исследовании оказывается не озерными, а пролювиальными, аллювиальными или золовыми.

Проведенный нами геоморфологический анализ, изучение кайнозойских осадочных отложений в разрезах, картирование, изучение аэрофотоснимков и новых топографических карт позволили приблизиться к решению проблемы развития современной гидрографической сети¹.

Долины рек меняют свои очертания в зависимости от характера морфоструктур, которые они пересекают. Эти долины в плане часто имеют четковидное строение — видны расширения долин, чередующиеся с

¹ Развитие речной сети Прибайкалья и Забайкалья на доорогенном этапе и формирование стока вод в Байкал и из Байкала подробно рассмотрены в книге "Нагорья Прибайкалья и Забайкалья", 1974 г.

ущельями, из которых первые приурочены к тектоническим котловинам, а не созданы только эрозией, как это представлялось раньше. Ущелья же возникли в поднимающихся глыбах — горных перемычках и отрогах, которые также моложе транзитных рек. Прямые участки ущелий связаны с разломами, а извилистые часто представляют меандры рек доорогенного этапа развития рельефа, врезанные глубоко в моноклитные массивы, лавовые потоки или в мощные толщи осадочных пород.

Полной прямой связи между полосами тектонических впадин, современной и предполагаемой сетью древних речных долин нет. Многие реки текут, не всегда точно совпадая с котловинами: реки то следуют вдоль них, то секут под острым углом или, резко повернув в горы, пересекают их или отрезают останцы. Это явление, а также наличие врезанных меандр, расположение и мощность речных дельт, отсутствие на перевальных седловинах в межгорных понижениях и на горах отложений транзитных рек и наличие их в долинах современных рек или непосредственно рядом с последними свидетельствуют о существовании до и во время новейшего этапа развития рельефа в горах юга Сибири и в соседних горных районах крупных рек примерно на том же месте. Они текли по выровненной поверхности в том же направлении, как и в настоящее время.

Современная речная сеть начала формироваться, возможно, с эоцена (или еще раньше) как результат возникновения южной котловины Байкала. Следы более древней речной сети почти не известны. Предполагается, что реки в середине мелового периода текли к северо-востоку вдоль мезозойских котловин и что перестройка древней речной сети сопровождалась перехватами ("Нагорья Прибайкалья и Забайкалья", 1974).

Главные черты рисунка и размещения долин транзитных рек унаследованы, особенно в Забайкалье, с доорогенного этапа развития рельефа. Эти долины наложились на новейшие морфоструктуры. Реки врезались в ослабленные зоны сравнительно медленно поднимающихся горных хребтов и массивов и создали современные долины. Сеть их притоков и других малых рек и ручьев обычно моложе крупных транзитных рек. Она сформировалась на новейших морфоструктурах и приспособилась к разновозрастным разломам. Исключение составили Байкальский рифт и другие наиболее высокогорные сильно расчлененные районы, где речная сеть почти целиком перестроена на новейшем этапе развития рельефа. Эта перестройка происходила преимущественно не в результате перехватов, вызванных регрессивной эрозией верховий рек и ручьев, а при antecedентном врезании водотоков в поднимающиеся наклонные поверхности. Сравнительно большая перестройка речной сети, часто сопровождавшаяся перехватами, возникала в районах четвертичного оледенения, например на Окинском плоскогорье в Восточном Саяне, где подпруженные ледниками воды переливались через понижения на водоразделах. Значительные, но не связанные с древним оледенением, перехваты, возможно, могли возникать в конце кайнозоя в других районах. В горах же юга Сибири и Забайкалья они имели незначительные размеры. Более древние перехваты здесь пока только предполагаются.

Наши исследования не подтвердили существования в Прибайкалье и Забайкалье большей части предполагаемых неоген-раннечетвертичных транзитных прарек, текших в ином направлении, чем современные. Так, например, установлено, что не было пра-Уды, текшей к северо-востоку в Витим. Нет следов этой реки и в Гусиноозерском межгорном понижении. Не существовало пра-Селенги, несущей воды на юг в Монголию. Не было предполагаемой реки, направленной к северу по сателлитным впадинам восточного побережья Байкала. Не доказан сток Иркутка в Байкал, и его направление, как и других рек района, не было изменено в результате повторных перехватов, вызванных регрессионной эрозией небольших рек и ручьев.

Изучение кайнозойских осадочных обломочных отложений и форм рельефа позволило ответить на поставленный вопрос о размерах и происхождении неоген-четвертичных озер Забайкалья и соседних районов — о существовании здесь неоген-четвертичных озер-гигантов. Неозерное происхождение подавляющей части песков и супесей, почти повсеместное отсутствие в котловинах озерных илов и суглинков, а также озерных береговых форм рельефа опровергает гипотезу И.Д. Черского, В.А. Обручева, В.В. Ламакина и других исследователей о значительно большем распространении и размерах озер в неоген-четвертичное время, чем теперь. Эта гипотеза основывалась на признании озерного генезиса большей части песков, супесей, высоких террас и террасовидных ступеней Байкала и широких межгорных котловин.

На самом деле в четвертичное время в котловинах Прибайкалья и Забайкалья не было, кроме современных, других обширных и глубоких озер, особенно байкальского типа. Озера и тогда обычно занимали лишь части котловин, недостаточно компенсированных отложениями и по периферии наполненных пролювиальными, аллювиальными или флювиогляциальными отложениями. Кроме современных озер, местами имелись другие мелководные озера. Установлено, что глубокие озера байкальского типа (Байкал и Хубсугул) возникли в тектонических впадинах, а у более мелководных запрудой служили перемычки между котловинами — горсты, потоки лав, наземные дельты, конусы выноса и т.д. Из исчезнувших озер самые обширные представляли собой концевые разливы рек и были мелководными. Таковы, например, четвертичные Еравнинское, Торейское, Джидинское и неогеновые тункинские озера. Еравнинское и Джидинское озера, а, возможно, и тункинские озера были подпружены базальтовыми потоками, а плейстоцен-голоценовое озеро в Баргузинской котловине было подпружено конусом выноса. Существовали раньше и другие, преимущественно маленькие озера разного генезиса. Очень много исчезнувших в настоящее время озер, в том числе и больших, было в ледниковых районах (Становое нагорье, Саяны, Тува, Алтай).

Судя по распространению и высоте залегания свежих озерных береговых валов и террас в бессточных котловинах Монголии, в концевых бассейнах рек, по мнению некоторых исследователей (Мурзаев, 1948, 1949), до и во время плейстоценового оледенения существовали большие озера гобийского типа. Однако более вероятно, что такие большие разливы речных вод и другие озера, кроме приледниковых, были наи-

более крупными не во время оледенения, а при деградации ледников и после оледенения, так как во время оледенения атмосферные осадки накапливались в горах в виде снега и льда, в реки поступало воды, возможно, меньше, чем в конце и после оледенения, когда ледники интенсивно таяли и реки были полноводнее, чем теперь. Тогда могли возникнуть разливы их вод (Баргузинское озеро и другие) и мог сильно подняться уровень воды в бессточных озерных котловинах. В Монголии и сейчас наблюдаются бурные разливы рек, широкое растекание их вод по плоскому дну котловин и образование временных мелких озер. В Долине Озер и в области Котловин Больших Озер озерные террасы и береговые валы свидетельствуют о значительных периодических разливах озерных вод. Однако, возможно, не во всех этих озерах, особенно проточных, уровень воды был тогда много выше современного. Тогда же талые ледниковые воды, вероятно, переполнили котловину Байкала и его воды получили сток в Ангару, у которой в верховья имеются только низкие террасы. Относительно более ранний сток вод Байкала, пра-Ангары и пра-Лены только предположителен.

Эоплейстоценовые озерные отложения с фауной свидетельствуют о наличии в Чуйской и других котловинах Алтая теперь исчезнувших озер, похожих на современные озера Монголии. В Прибайкалье и западном Забайкалье эоплейстоценовые и более ранние озерные отложения принадлежат преимущественно сравнительно неглубоким озерам.

Имеющиеся материалы показывают, что в Забайкалье и в северной Монголии не было, как предполагает Е.И. Селиванов, подпруженных в основном лавами Усть-Кяхтинского, Ононского, Аргунского и других неоген-четвертичных озер-гигантов, общей площадью в два раза больше площади Байкала. При проверке на месте в Забайкалье и в Прибайкалье остатки плотин из молодых андезито-базальтов не обнаружены; предполагаемые озерные песчаные и супесчаные отложения и формы оказались преимущественно не озерными.

Изучение современной гидрографической сети Прибайкалья, Забайкалья и соседних горных районов показало, что размещение, форма и размеры речных долин и озерных котловин зависят не только от климатических условий, но и от тектонического строения.

Особенно хорошо выражена связь речных долин и озерных котловин с разрывными структурами разного порядка от планетарных зон разломов до локальных трещин. Облик и строение речных долин и озерных котловин существенно зависят от характера и возраста морфоструктур. У основных типов возрожденных гор очень различны степени сохранности гидрографической сети доорогенного этапа выравнивания рельефа и унаследованности современными реками направления стока и положения древних транзитных рек.

Наиболее хорошо это выражено в Забайкалье, где современные горные хребты и котловины в основном наследуют мезо-кайнозойские морфоструктуры, а транзитные реки текут то по antecedentным долинам в новейших горах.

Кроме того, в Забайкалье в настоящее время сохранилась лишь небольшая часть мезо-кайнозойских озер.

В Байкальской рифтовой подзоне древняя гидрографическая сеть при новейшем горообразовании была существенно переработана. Достоверные останцы речной сети здесь в горах не установлены, но многие транзитные реки выработали antecedентные участки долин в плейстоценовых горных хребтах. Байкал и крупные реки заняли дно позднекайнозойских котловин, их притоки возникли на склонах новейших поднятий и являются, как и менее значительные озера, молодыми.

Резюмируя изложенный материал, сделаем следующие обобщения:

1. В Прибайкалье и Забайкалье, как и во всем Центрально-Азиатском внутриконтинентальном эпиплатформенном орогенном поясе, основными формами рельефа являются линейно-вытянутые морфоструктуры. Они образовались в результате новейших дифференцированных перемещений в консолидированной верхней толще земной коры по активизированным глубинным и поверхностным разломам или пологих пликвативных деформаций большого радиуса, осложненных смещениями по разломам. Эта активизация вызвана усилением глубинного теплового потока, разогревом и подъемом по разломам более легкого вещества, выплавленного из верхней мантии Земли.

2. Горообразование на новейшем этапе развития рельефа происходило по двум основным принципиально различным типам, отличающимся не только строением и формами рельефа, но и направленностью рельефообразующих усилий. У морфоструктур байкальского типа Байкальской рифтовой подзоны, как и у других рифтов, наблюдаются в основном растягивающие усилия, а у морфоструктур иных типов — тангенциальное сжатие. Это сжатие могло возникнуть в результате сближения Сибирской платформы и Индийской плиты в различно ориентированных глыбах, разделенных сетью долгоживущих региональных глубинных разломов и разломов более высоких порядков и иного генезиса.

3. Позднемезозойские морфоструктуры Байкальского свода в Байкальском рифте почти полностью переработаны новейшим орогенезом. В Забайкалье наиболее крупные современные морфоструктуры развивались по плану, унаследованному с позднего мезозоя.

4. Современные морфоструктуры образуют протяженные зоны, прослеживаемые вдоль Центрально-Азиатского орогенного пояса. Имеющиеся в них продольные разломы часто продолжают в смежных зонах и иногда выходят за пределы этого пояса.

5. Линейная эрозия рек и ручьев в сравнительно быстро поднимающихся горах создала русла и рытвины — местные базисы денудации склоновых процессов. Сами реки и ручьи вынесли из гор в котловины значительную часть обломочного материала, подготовленного склоновыми процессами, имевшими вместе с педипленизацией среди экзогенных процессов главное рельефообразующее значение.

6. Выветривание горных пород и осадконакопление происходили в позднем мелу — кайнозое и наблюдаются в настоящее время в условиях преимущественно семиаридного континентального климата. Эти процессы сопровождалась образованием кор выветривания и накоплением, особенно в бессточных бассейнах, обломочных отложений, глав-

ным образом пролювиальных, а также речных, золовых и других. Точное определение их генезиса и положения областей питания очень важно при поисках некоторых полезных ископаемых.

7. Широкое распространение песков и супесей в котловинах и на сглаженных участках гор связано с горными породами гранитоидного пояса южной Сибири и Монголии, дающими при выветривании и переотложении песчанистые отложения, а также с наличием местных базисов аккумуляции, а в бассейне Байкала и с поднятием уровня его вод.

8. Пески и супеси имеют преимущественно не озерное, а пролювиальное, золовое и речное происхождение. Точное определение их генезиса возможно только по комплексу признаков.

9. Современная сеть транзитных рек унаследована с поздне-мелового — палеогенового этапа выравнивания рельефа и древнее морфоструктур второго-третьего и более высоких порядков. Исключение составляют их притоки, малые реки и ручьи и речная сеть высокогорных сильно расчлененных районов, сформировавшиеся на новейших морфоструктурах.

10. Существенная перестройка речной сети путем перехватов, вызванных регрессивной эрозией, в северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса в неоген-четвертичное время, вероятно, не происходила. Ее перестройка, местами значительная, связана преимущественно с "перетеканием" вод через относительно поднимающиеся участки и приспособлением их к разломам.

11. Главной причиной создания озерных ванн явились дифференцированные новые и новейшие тектонические перемещения по разломам, а второстепенной — образование аккумулятивных запруд неозерного происхождения.

12. В неогене и в четвертичное время другие крупные озера, особенно байкальского типа, не существовали. Не было и озер-гигантов, глубокой ингрессии байкальских вод, а некоторые озера, например Байкал, в неогене и во время оледенения были, вероятно, меньше современных.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О.М., Прова С.М., Белова В.А. и др. Следы плейстоценового потепления во впадинах байкальского типа. — В кн.: Геологические и гидрологические исследования озер Средней Сибири. Лиственичное на Байкале, 1973.
- Адамович А.Ф., Гросвальд М.Г., Зоненшайн Л.П. Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина. — Материалы по региональной геологии, М., Госгеолтехиздат, 1959. (Труды Всесоюз. аэрогеол. треста, вып. 5).
- Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г. и др. Новые данные о разрезе антропогенных отложений горы Тологой (Западное Забайкалье). — Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 28. М., 1963.
- Алтае-Саянская горная область. М., "Наука", 1969. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Аносов В.С. Некоторые данные о древней речной сети в Юго-Западном и Центральном Прибайкалье. — В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., "Недра", 1964.
- Антощенко-Оленев И.В. Морфология и возраст Бортойской группы вулканов (Западное Забайкалье). — Материалы по геол. и полез. ископаемым Бурят. АССР. Улан-Удэ, 1970.
- Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джиды (стратиграфия, палеогеография, неотектоника). — Автореф. канд. дисс. Бабушкин, 1972.
- Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. (Стратиграфия, палеогеография, неотектоника). Новосибирск, "Наука", 1975.
- Апрадов В.А. Геоморфологические предпосылки сейсмического районирования Монгольской Народной Республики. — Вопросы географии, сб. 52. Прикладная геоморфология. М., 1961.
- Арсеньев А.А., Буфф Л.С., Лейтес А.М. Геологическое строение Читинской области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Артемьев М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., "Наука", 1966.
- Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. Изостазия и тектоника. — Геотектоника, 1967, № 5.
- Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. О происхождении рифтовых впадин. — Известия АН СССР, серия геол., 1968, № 8.
- Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.-Л., 1941.
- Базаров Д.Б. Краткий геоморфологический очерк северо-восточной части Селенгинской Даурии. — Краевед. сборник Бурят. филиала Геогр. об-ва СССР, вып. 5. Улан-Удэ, 1960.
- Базаров Д.Б. К вопросу о периодических колебаниях уровня Гусиного озера и образования его котловины. — Краевед. сборник Бурят. филиала Геогр. об-ва СССР, вып. 6. Улан-Удэ, 1961а.
- Базаров Д.Б. О древнем возрасте байкальского направления стока рек Селенгинского среднегорья. — Материалы по геол. и полез. ископаемым Бурят. АССР, вып. 7. Улан-Удэ, 1961б.
- Базаров Д.Б. Основные этапы аккумуляции песчаных отложений и образование золотых песков. — В кн. Эрозия почв в Бурятской АССР и организация борьбы с ней. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд., 1964.

- Базаров Д.Б.** Четвертичный период в Селенгинском среднегорье. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Базаров Д.Б.** История развития речной сети западного Забайкалья. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, "Наука", 1968а.
- Базаров Д.Б.** Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд., 1968б.
- Базаров Д.Б., Иванов А.Д.** Сыпучие пески Бурят-Монгольской АССР и меры борьбы с ними. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд., 1957.
- Базаров Д.Б., Антощенко-Оленев И.В., Гурьев С.А.** Основные проблемы палеогеографии антропогена Прибайкалья и Западного Забайкалья. — В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., "Наука", 1969.
- Базаров Д.Б., Цырендоржиев Ц.Ц.** О нестектонике южного склона Иволгинской впадины. — Труды Бурят, комплекс. науч.-исслед. ин-та, вып. 12. Серия геол. Улан-Удэ, 1963.
- Байкальский рифт.** М., "Наука", 1968.
- Байшев Н.** Описание р. Иркутка от Тунки до впадения в р. Ангару. — Записки Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 1, СПб., 1856.
- Белов И.В.** Лавы джидинских вулканов. — Известия СО АН СССР, 1958, № 4.
- Белоусов В.В.** Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В.В.** Явления тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964.
- Белоусов В.В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
- Белоусов В.В.** Земная кора и верхняя мантия океанов. М., "Наука", 1968.
- Белоусов В.В.** Об одной гипотезе развития океанов. (Несостоятельность гипотезы растекания океанич. дна). — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1970, т.45, вып. 4.
- Белоусов В.В.** Тектоносфера земли, идеи и действительность. — Вестник АН СССР, 1972, № 7.
- Белоусов В.В., Малайкин А.А., Максимов Б.А., Тетяев М.М.** Геологическая съемка в Верхнеудинском районе Забайкалья в 1930 г. М.-Л., 1932. (Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 167).
- Берг Л.С.** Байкал, его природа и происхождение его органического мира. — В кн.: Л.С. Берг. Очерки по физической географии. М.-Л., Изд-во АН АН СССР, 1949.
- Бобин Е.С.** Разведка Селенгинского озера. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Вост. Сибири, 1935, № 6.
- Бобацкий В.В., Мусатов Д.И., Хаин В.Е.** Основные проблемы тектоники Красноярского края (в связи с Красноярским тектоническим совещанием). — Вестник Моск. ун-та, серия 4, Геология, 1962, № 6.
- Божинский А.П.** Четвертичная базальтовая эффузия в долине р. Джиды, Юго-западное Забайкалье. — Известия АН СССР, серия геол., 1941, № 6.
- Борсук О.А., Кутузов В.В., Лукашев А.А. и др.** Критерии достоверности выделения древних долин. — Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. (3). Чита, 1966.
- Ботвинкина А.Н.** Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. (Труды Геол. ин-та, вып. 59).
- Брайцева О.А., Мелекесев И.В., Евтева И.С., Лупкина Е.Г.** Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., "Наука", 1968.
- Булгатов А.Н.** Древние долины в бассейне верховья р. Витима и некоторые вопросы истории развития рельефа. — Краевед. сборник, вып. 5. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд., 1960.
- Булгатов А.Н.** О кайнозойской истории Витимского плоскогорья и Икатского хребта (бассейн верховья р. Витим). — В кн.: Тектоника Сибири, т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Булмасов А.В., Горностаев В.П., Мандельбаум М.М. и др.** Глубинные магнитно-теллурические зондирования в Прибайкалье. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968.
- Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г.** Некоторые данные о времени и условиях накопления забайкальских песков. — Труды Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 19, М., 1962.

- Ващилов Ю.Я.** Блоково-слоистая структура земной коры и верхняя мантия и представления об астеносфере. — В кн.: Изостазия, М., "Наука", 1973.
- Ваньян Л.Л., Харин Е.П.** Глубинные магнитно-вариационные зондирования в Прибайкалье. — В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Верещагин Г.Ю.** Происхождение и история Байкала, его фауны и флоры. — Труды Байкал. лимнол. станции АН СССР, т. 10. М.-Л., 1940а.
- Верещагин Г.Ю.** Теоретические вопросы, связанные с разработкой проблемы происхождения и история Байкала. — Там же, 1940б.
- Верещагин Г.Ю.** Байкал, Научн.-попул. очерк, Иркутск, Обл. изд., 1947.
- Верещагин Г.Ю.** Байкал. М., Географгиз, 1949.
- Волин А.В.** О глыбовом строении современных горных областей. — В кн.: Проблемы планетарной геологии, М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Воскресенский С.С.** Геоморфология Сибири. Курс лекций. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. Горы южной Сибири. Изд-во Моск. ун-та, 1957.
- Воскресенский С.С.** Основные черты четвертичной истории юго-западного Прибайкалья. — В кн.: Ледниковый период на территории Европ. части СССР и Сибири. М., 1959.
- Воскресенский С.С.** Геоморфология Сибири. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
- Воскресенский С.С., Ананьев Г.С.** О строении склоновых отложений Забайкалья. — Вестник Моск. ун-та, серия 5. География, 1961, № 6.
- Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. Геол. описание. М., "Недра", 1964.
- Геоморфологические исследования. (Опыт работ в Юго-Вост. Забайкалье, Вост. Фергане, Центр. Казахстане и Прикаспийского низменности). Под ред. С.С. Воскресенского. Изд-во Моск. ун-та, 1965.
- Герасимов А.П.** Оро-геологический очерк части Яблонового хребта и Витимского плоскогорья. — В кн.: Сборник памяти И.В. Мушкетова, СПб., 1905.
- Герасимов И.П.** Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — Проблемы физ. географии, вып. 12. М.-Л., 1946а.
- Герасимов И.П.** Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана. — Вопросы географии, сб. 1. М., 1946б.
- Герасимов И.П.** Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимов И.П.** Структурный анализ рельефа и его содержание. — В кн.: Методы геоморфологических исследований. Материалы Всесоюз. совещания по геоморфол. и неотектонике Сибири и Дальнего Востока, т. 1. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Герасимов И.П.** Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. — Геоморфология, 1970, № 1.
- Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А.** Геоморфологический этап в развитии Земли. — Известия АН СССР, серия геогр., 1964, № 6.
- Гербова В.Г.** К стратиграфии четвертичных образований дельты р. Селенги. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 32. М., 1959.
- Гербова В.Г.** К вопросу о возрасте и происхождении нижнеселенгинских песков. — Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 26. М., 1961.
- Гербова В.Г., Равский Э.И.** К вопросу о стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений Западного Забайкалья. — Материалы Совещания по изучению четвертич. периода, т. 3. М., 1961.
- Гзовский М.В.** Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. — В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., 1963.
- Гладцин И.Н.** Геология и генезис Селенгинского озера. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Вост. Сибири, 1935, № 6.
- Голенецкий С.И.** Мощностъ земной коры в Среднем Байкале по наблюдениям над обменными отраженными волнами. — Геология и геофизика, 1965, № 5.
- Голубева Л.В., Равский Э.И.** Антропоген Тункинских впадин. — Труды Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 19. М., 1962.

- Гравис Г.Ф.* Склоновые отложения Якутии. М., "Наука", 1969.
- Гроссвальд М.Г.* Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. (Оледенения, вулканизм, неотектоника). М., "Наука", 1965.
- Данилевский Ю.А.* К геоморфологии восточного побережья Байкала от устья р. Баргузин до мыса Тонкого и долина р. Итанцы. — Проблемы физ. географии, вып. 5. М.-Л., 1938.
- Деменцкая Р.М.* Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1967.
- Дмитриев Г.А.* Третичные ископаемые озера Тункинской впадины (Прибайкалье). — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Наука", 1968.
- Добровольский Г.В.* К вопросу о древней речной сети и озерных бассейнах юго-восточного Забайкалья. — Вестник Моск. ун-та, 1952, № 3.
- Думитрашко Н.В.* Геоморфология Прибайкалья. — В кн.: Проблемы Бурят-Монг. АССР, т. I. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Думитрашко Н.В.* Геоморфологический очерк Верхне-Ангарской котловины. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 31. М.-Л., 1939.
- Думитрашко Н.В.* Молодость и древность рельефа Прибайкалья и Забайкалья. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 36. М.-Л., 1940.
- Думитрашко Н.В.* Молодость и древность рельефа Юго-Восточной Сибири. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 39. М.-Л., 1948а.
- Думитрашко Н.В.* Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 42. М.-Л., 1948б.
- Думитрашко Н.В.* Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Байкальской горной области. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 42. М.-Л., 1948в.
- Думитрашко Н.В.* Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 55. М., 1952а.
- Думитрашко Н.В.* История Байкальской впадины и ее развитие в четвертичном периоде. — Материалы по четвертич. периоду СССР, вып. 3. М.-Л., 1952б.
- Думитрашко Н.В.* Молодость и древность морфоструктуры Кавказа. — В кн.: Структурная и климатическая геоморфология. М., "Наука", 1966.
- Думитрашко Н.В., Мартинсон Г.Г.* Результаты изучения спонгиофауны террас Прибайкалья. — Известия АН СССР, серия геол., 1940, вып. 5.
- Думитрашко Н.В., Олюнин В.Н.* Основные вопросы геоморфологии Байкальской горной области и Западного Забайкалья. М., 1959. (Материалы 2-го геоморфол. совещания).
- Дурденевская М.В.* Древнее оледенение и современная вечная мерзлота в Иркут-Байкальском понижении. — Труды Комис. по изуч. вечной мерзлоты АН СССР, т. 3. Л., 1934.
- Дэвис В.М.* Геоморфологические очерки. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Елисеев В.И.* Проловий предгорной аридной зоны. — В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., "Наука", 1965.
- Ендрихинский А.С.* Геологическая эволюция озерных котловин Витимского плоскогорья. — Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита, 1967а.
- Ендрихинский А.С.* Краткий очерк по стратиграфии и литологии кайнозойских отложений Витимского плоскогорья. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Бурят. АССР, вып. 11. Улан-Удэ, 1967б.
- Ендрихинский А.С.* Геоморфология и неотектоника Витимского плоскогорья. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока". Новосибирск, "Наука", 1968.
- Ефимцев В.П.* Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. М., Изд-во АН СССР, 1961. (Труды Геол. ин-та, вып. 61). Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М. "Наука", 1966.
- Золотарев А.Г.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений и геоморфологические условия золотонности среднего участка долины р. Мама. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Вост. Сибири, вып. 5 (26). Иркутск, 1959.
- Золотарев А.Г.* Геоморфология и геология четвертичных отложений север-

- ной части Северо-Байкальского нагорья. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Иркутской области, вып. 1 (28). Иркутск, 1961.
- Золотарев А.Г.** Стратиграфия и палеогеографические условия формирования плиоцено-четвертичных отложений центральной части Байкало-Патомского нагорья. — Геология и геофизика, 1966, № 11.
- Зорин Л.В.** Формирование дельты р. Селенги и образование залива Провал. — Учен. записки Моск. ун-та, вып. 182, Геоморфология М., 1956.
- Зорин Ю.А.** Изостазия впадины озера Байкал. — Известия АН СССР, серия Физика Земли, 1969, № 6.
- Зорин Ю.А.** Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.
- Зорин Ю.А.** Изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. — В кн.: Изостазия. М., "Наука", 1973.
- Иванов А.Д.** Золотые пески западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд., 1966.
- Иванов А.Х.** Восточное Прикозоголье. Монгольская Народная Республика. Геогр. и геол. описание. М., 1953. (Труды Монгол. комис. АН СССР, вып. 3).
- Иванов Б.А.** Месторождения ископаемого угля Селенгинской Даурии. — Сборник 50-летия Кяхтинского республ. музея краеведения. 1890—1940. М.-Л., изд-во АН СССР, 1941.
- Иванов Б.А.** Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. — Труды Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32. Иркутск, 1949.
- Инженерная геология Прибайкалья.** М., "Наука", 1968.
- Каманин Л.Г.** К геоморфологии южного Приангарья. Статья I. К вопросу о геоморфологическом строении долины р. Ангары и генезисе ее истока. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 31. М.-Л., 1939.
- Карпинский А.П.** К тектонике Европейской России. — Известия Акад. наук, VI серия, 1919, т. 13, № 12—15.
- Кашменская О.В.** Морфоструктурный анализ горных стран (на примере Алтае-Саянской области). — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири, Ч. 2. Новосибирск, "Наука", 1969.
- Кинг Л.** Морфология Земли. Пер. с англ., "Прогресс", 1967.
- Кириллова И.В., Петрушевский Б.А.** Поперечная тектоническая зональность складчатых поясов и дрейф континентов. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы. Отд. Геол., 1972, т. 47, вып. 1.
- Кожов М.М.** Моллюски озера Байкал. — Труды Байкал. лимнол. станции АН СССР, т. 8. М.-Л., 1936.
- Кожов М.М.** Пресные воды Восточной Сибири. (Бассейн Байкала, Ангары, Витима, верхних течений Лены и Нижней Тунгуски). Иркутск, Обл. гос. изд., 1950.
- Кожов М.М.** Очерки по байкаловедению. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд., 1972.
- Колокольцева Э.М.** Морфометрические характеристики Байкала. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Наука", 1968.
- Корешков И.В.** Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Коржув С.С.** О перестройке гидрографической сети и молодости главного водораздела между Тихим и Северным Ледовитым океанами. — Известия АН СССР, серия геогр., 1956, № 1.
- Коржув С.С.** Морфотектоника и рельеф земной поверхности. (На примере происхождения и возраста рельефа Восточной Сибири). М., "Наука", 1974.
- Корнутова Е.И.** К истории развития Торейских озер Восточного Забайкалья. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Наука", 1968.
- Корнутова Е.И., Хотина Е.Б.** Стратиграфия верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений Забайкалья. — Известия Забайкал. филиала Геогр. об-ва СССР, т. 2, вып. 1. Чита, 1966.
- Короткий М.Ф.** Баргузинские степи. — Предварит. отчет об организации и исполнении работ по исслед. почв. Азиат. России в 1911 г. СПб., 1912.
- Короткий М.Ф.** Еравнинские степи. — Предварит. отчет об организации и исполнении работ по исслед. почв. Азиат. России в 1912 г. СПб., 1913.
- Котульский В.К.** Маршрутные исследования в Баргузинском округе в 1910 г. — Геол. исслед. в золотоносных обл.

- Сибири. Ленский золотоносн. р-н, вып. 8., СПб., 1912.
- Красилов В.А.* Палеонтология и мобилизм. — Геотектоника, 1974, № 1.
- Кропоткин П.А.* Поездка в Окинский караул. — Записки Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 9.—10, Иркутск, 1867.
- Кропоткин П.А.* Общий очерк орографии Восточной Сибири. — Записки Русск. геогр. обва по общ. геогр., т. 5. СПб., 1875.
- Кропоткин П.А.* Исследование о ледниково-вом периоде. — Записки Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. 7. СПб., 1876.
- Кропоткин П.Н.* Динамика горизонтальных движений земной коры. — Вестник АН СССР, 1972, № 7.
- Кропоткин П.Н.* Динамика земной коры.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., "Недра", 1973.
- Крылов С.В., Мишенькин В.П., Крупская Г.В. и др.* Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. — Геология и геофизика, 1970, № 1.
- Крылов С.В., Мишенькин В.П., Петрик Г.В.* Об изучении верхов мантии методом ГСЭ в Байкальской рифтовой зоне. — В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири, Ч. 1—2. Новосибирск, 1972.
- Кузнецов Н.Т., Мурзавев Э.М.* Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время. — Труды Лаб. озероведения АН СССР, т. 15, М.-Л., 1963.
- Курдюков К.В.* Основные вопросы изучения наземных дельт. — Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 21. М., 1957.
- Ладохин Н.П.* О рельефе дна южной части озера Байкала. — Известия АН СССР, серия геогр., 1957а, № 4.
- Ладохин Н.П.* Подводные долины (каньоны) в юго-восточной части Байкала. — Материалы по изучению производ. сил Бурят-Монг. АССР, вып. 3, Улан-Удэ, 1957б.
- Ламакин В.В.* Прошлое рельефообразования в Тункинском Прибайкалье. — Землеведение, 1935, т. 37, вып. 1.
- Ламакин В.В.* Об открытии третичных отложений в Баргузинской долине.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1952а, т. 26, вып. 2.
- Ламакин В.В.* Ушканы острова и проблема происхождения Байкала. М., Географгиз, 1952б.
- Ламакин В.В.* Подножье Икатского хребта. — Труды Байкал. лимнол. станции, вып. 14. М.-Л., 1954.
- Ламакин В.В.* О развитии Байкала в четвертичном периоде. — Труды Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 13. М., 1957.
- Ламакин В.В.* Танхойский берег Байкала. — Геогр. сборник (Геогр. об-во СССР), т. 10. М.-Л., 1958.
- Ламакин В.В.* Байкал в четвертичное время. — Доклады на ежегодных чтениях памяти Л.С. Берга, IV—VII (1956—1959). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ламакин В.В.* О возрасте и условиях образования эрозионного рельефа в Прибайкалье. — Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 26. М., 1961а.
- Ламакин В.В.* Четвертичная геология Байкальской впадины и ее горного обрамления. — В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., Изд-во АН СССР, 1961б.
- Ламакин В.В.* Ледниковые отложения в береговой полосе Байкала. — Труды Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 21. М., 1963а.
- Ламакин В.В.* Обручевский сброс и восточно-байкальские долины Черского.— Очерки по истории геол. знаний, вып. 12. М.; Изд-во АН СССР, 1963б.
- Ламакин В.В.* Обручевский сброс на Байкале и Байкало-Селенгинский сдвиг. — В кн.: Идеи акад. В.А. Обручева о геол. строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963в.
- Ламакин В.В.* Неотектоника Байкальской впадины. М., "Наука", 1968.
- Лискун И.Г., Ренгартен Н.В.* Состав и условия образования антропогенных отложений горы Тологой (Западное Забайкалье). Бюлл. Комис. по изуч. и четвертич. периода АН СССР, № 28. М., 1963.
- Логачев Н.А.* Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины. — Материалы по изучению производ. сил Бурят.-Монг. АССР, вып. 1 Улан-Удэ, 1954.
- Логачев Н.А.* К геологии базальтов юго-западного Прибайкалья. — Материалы по изучению производ. сил Бурят.-Монг. АССР, вып. 2, Улан-Удэ, 1955.

- Логачев Н.А.** Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа. — Известия АН СССР, серия геол., 1958а, № 4.
- Логачев Н.А.** О возможности сопоставления разрезов отложений межгорных впадин Прибайкалья по терригенным компонентам. — Труды Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, вып. 14, Серия геол, Иркутск, 1958б.
- Логачев Н.А.** О происхождении четвертичных песков Прибайкалья. — Геология и геофизика, 1958в, вып. 1.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.** Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., "Наука", 1964.
- Лодочников В.Н.** О базальтах юго-западного Прибайкалья. — Сов. геология, 1938, № 5.
- Лодочников В.Н.** К геологии базальтов бассейна р. Иркутка. — Известия АН СССР, серия геол., 1941, № 2.
- Лопатин Г.В.** Наносы рек СССР. (Образование и перенос). М., Географгиз, 1952.
- Лунгерсгаузен Г.Ф.** Некоторые особенности проявления новейшей тектоники на востоке Сибирской платформы. — В кн.: Неотектоника СССР, Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961.
- Лунгерсгаузен Г.Ф.** Основные этапы развития рельефа Витимо-Патомского нагорья. — Известия Забайкал, отд. Геогр. об-ва СССР, т. 1, вып. 3, Чита, 1965.
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А.** Новейшая тектоника Алтая. — В кн.: Неотектоника СССР, Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961.
- Лут Б.Ф.** Геоморфология дна Байкала. — В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., "Наука", 1964.
- Лучицкий И.В.** О структурах Центрального Забайкалья. — Сов. геология, 1940, № 1.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.** Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа. — Геотектоника, 1967, № 2.
- Львов А.В.** Геологические исследования в долине р. Иркутка. — Жизнь Бурятии, 1924, № 6.
- Львов А.В.** О геологических исследованиях в Тункинских и Китойских альпах. — Сов. Азия, 1930, № 3—4 и 5—6.
- Львов А.В., Кропачев Г.** Краткий отчет о результатах исследования "Аршана", произведенного по поручению Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва и об-ва врачей. — Известия Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 40, Иркутск, 1910.
- Любимова Е.А.** Тепловая аномалия в области Байкальского рифта. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968.
- Люстих Е.Н.** Неомобизм и конвекция в мантии Земли. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 1 и 2.
- Маак Р.** Путешествие на Амур, совершенное по распоряжению Сибирского отделения Русского геогр. об-ва в 1855 г. СПб., 1859.
- Максимов Е.В.** О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне. — Известия Всесоюз. геогр. об-ва, 1965, т. 97, вып. 2.
- Маринов Н.А.** Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М, Изд-во АН СССР, 1957.
- Марков К.К.** Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А.** Четвертичный период. (Ледниковый период — антропогенный период). Т. 2. Территория СССР. Изд-во Моск. ун-та, 1965.
- Материалы по режиму рек СССР. Т. 5. Бассейны Карского моря, моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, вып. 4. (Бассейны рек Енисей, Хантаги, Оленька, Лены, Яны, Индигирки и Алазеи). Л., Гидрометеиздат, 1948.
- Меглицкий М.** Отчет о занятии за лето 1852 г. — Горный журнал, 1855, ч. 2, кн. 4.
- Медведев М.Е.** Новые данные о возрасте базальтов Хамар-Дабана. — Доклады АН СССР, 1968, т. 178, № 6.
- Мейерхофф А., Мейерхофф Г.** Новая глобальная тектоника — основные противоречия. — В кн.: Новая глобальная тектоника. (Тектоника плит). М., "Мир", 1974.
- Мелекесцев И.В., Кравая Т.С., Брайцева О.А.** Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., "Наука", 1970.
- Мецвяков Ю.А.** Основные элементы морфоструктуры Земли и проблема

- их происхождения. — Известия АН СССР, серия геогр., 1957, № 4.
- Мещеряков Ю.А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М., "Наука", 1965.
- Милановский Е.Е.* Основные типы рифтовых зон материков. — Вестник Моск. ун-та, серия 4. Геология, 1970, № 2.
- Михн Н.П., Базаров Д.Б., Скобло В.М.* Об установлении третичных отложений с фауной пресноводных моллюсков в Йволгинской впадине. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым. Бурят. АССР, вып. 1. Улан-Удэ, 1960.
- Мишарина Л.А.* Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., 1967.
- Моисевко Ф.С.* Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, "Наука", 1969.
- Моисевко Ф.С.* Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Москвитин А.Н.* Лесс и лессовидные отложения Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1940. (Труды ИН-та геол. наук, вып. 14. Геол. серия, № 4).
- Мурзаев Э.М.* Котловина Больших озер в Западной Монголии и происхождение ее ландшафтов. — Труды 2-го Всесоюз. геогр. съезда, т. I, М., 1948.
- Мурзаев Э.М.* Геоморфологические наблюдения в Восточной Монголии — Проблемы физ. геогр., вып. 14. М.-Л., 1949.
- Мурзаев Э.М.* Монгольская Народная Республика. Физ.-геогр. описание. Изд. 2-е, М., Географгиз, 1952.
- Мухина Л.И.* Витимское плоскогорье. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд., 1965.
- Нагибина М.С.* Формация и тектоника мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса. — В кн.: Тектоника Сибири, т. I, Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., "Наука", 1974. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Налетов П.И.* Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Нехорошев В.Б.* Тектоника Алтая. М., "Недра", 1966. (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 139).
- Николаев Н.И.* Генетические типы новейших континентальных отложений, Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1964, т. 21, вып. 4.
- Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. (Вопросы региональной и теоретической неотектоники). М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Никольская В.В.* Морфоскульптура бассейна Амура. М., "Наука", 1972.
- Никольская В.В., Тимофеев Д.А., Чичагов В.П.* К проблеме развития педиментов. — Землеведение, новая серия, 1967, т. 7 (47).
- Новиков В.П., Полеко В.А.* Роль тектоники в формировании рельефа южной части Витимо-Олекминской горной страны. — Записки Забайкал. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 21. Чита, 1963.
- Обожен В.Н., Шишкин Б.А.* Некоторые материалы комплексного изучения озер Еравнинского района Бурятской АССР. — Учен. записки Читин. пед. ин-та, вып. 8, Чита, 1963.
- Обручев В.А.* Геологический очерк окрестностей минеральных вод Ниловской пустыни. — Горный журнал, 1890, т. 4, № 10.
- Обручев В.А.* (при участии А.П. Герасимова и А.Э. Гедройца). Геологические исследования и разведки в Забайкальской области в 1896—1898 гг. (Краткий общий отчет). — Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж.д., вып. 19. СПб., 1899.
- Обручев В.А.* Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья. Ч. 2. Описание обнажений. СПб., 1905. (Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж.д., вып. 22, ч. 2).
- Обручев В.А.* Сыпучие пески Селенгинской Даурии и необходимость их скорейшего изучения. — Труды Троицко-Савско-Кяхтинского отделения Приамур. отдела Русск. геогр. об-ва, т. 15, вып. 3. СПб., 1912; то же: Избр. работы по географии Азии, т. 3. М., 1951.
- Обручев В.А.* Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья. Ч. I. Обзор литературы, орография, горные породы, орология и полезные ископаемые. СПб., 1914. (Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж.д., вып. 22, ч. 1).
- Обручев В.А.* Юные движения на древнем темени Азии. — Природа, 1922, № 8—9.
- Обручев В.А.* Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк.

- Изд. Троицко-Савского отд. Русск. геогр. об-ва Л., 1929; то же: Избр. работы по географии Азии, т. 2, М., 1951.
- Обручев В.А.** Геология Сибири. Т. 1—3. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1935—1938.
- Обручев В.А.** Молодость рельефа Сибири. — В кн.: Академику В.И. Вернадскому к пятидесятилетию науч. и пед. деятельности. т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Обручев В.А.** Потухшие вулканы Забайкалья. — Природа, 1937, № 8.
- Обручев В.А.** Пульсационная гипотеза геотектоники. — Известия АН СССР, серия геол., 1940, № 1.
- Обручев В.А.** Основные черты кинетики и пластики неотектоники. — Известия АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Обручев В.А.** Избранные работы по географии Азии. Т. 1—3. М., Географгиз, 1951.
- Обручев С.В.** Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. — Известия АН СССР, серия геол., 1942, № 5—6.
- Обручев С.В.** Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна. — Известия Всесоюз. геогр. об-ва, 1946а, т. 78, вып. 5—6.
- Обручев С.В.** Развитие рельефа Восточного Саяна. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37. М.-Л., 1946б.
- Обручев С.В.** Молодые движения и излияния базальтов в Саяно-Тувинском нагорье. — Землеведение, нов. серия, 1950, т. 3.
- Обручев С.В.** Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время. — Известия Всесоюз. геогр. об-ва, 1953, т. 85, вып. 5.
- Обручев С.В., Лурье М.Л.** Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 8. М., 1954.
- Олюнин В.Н.** Применение аэрофотоснимков при изучении рельефа Бурятской АССР. — Труды Лабор. аэрометодов, т. 8, М., 1959.
- Олюнин В.Н.** О генетических типах четвертичных отложений Бурятской АССР. — Материалы Всесоюз. совещания по изуч. четвертич. периода, т. 3. М., 1961а.
- Олюнин В.Н.** Выделение типов и подтипов рельефа на картах средних и мелких масштабов в Бурятской АССР и Читинской области. — В кн.: Гео-морфологическое картирование. М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Олюнин В.Н.** Основные особенности геоморфологического строения Хамар-Дабана и южного побережья Байкала. — Записки Забайкал. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 22. Чита, 1963б.
- Олюнин В.Н.** Происхождение и размещение некоторых золотых форм рельефа в бассейне р. Селенги. — Первая научно-производств. конференция по борьбе с эрозией почв в Бурятской АССР. (Тезисы докладов, вып. 1). Улан-Удэ, 1963в.
- Олюнин В.Н.** Происхождение песчаных отложений Бурятской АССР. — Там же, 1963 г.
- Олюнин В.Н.** Геоморфологическое строение района Ивано-Арахлейских озер (Забайкалье). — Известия Забайкал. отд. Геогр. об-ва СССР, 1965а, т. 1, вып. 1.
- Олюнин В.Н.** Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М., "Наука", 1965б.
- Олюнин В.Н.** К вопросу о генезисе четвертичных осадочных отложений гор юга Сибири. — В кн.: Проблемы изучения четвертич. периода. Хабаровск, 1968а.
- Олюнин В.Н.** Основные черты геоморфологического строения Прибайкалья и Западного Забайкалья. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. 2. Новосибирск, "Наука", 1968б.
- Олюнин В.Н.** Особенности плейстоценовых оледенений гор юга Сибири и Камчатки. — В кн.: Проблемы изучения четвертич. периода. Хабаровск, 1968в.
- Олюнин В.Н.** Древнее оледенение Хамар-Дабана. — В кн.: География и геоморфология Азии, М., "Наука", 1969а.
- Олюнин В.Н.** Особенности строения рельефа Васюганского и Приобского плато. — В кн.: Природные условия и особенности хозяйственного освоения северных районов Западной Сибири, М., "Наука", 1969б.
- Олюнин В.Н.** Экзогенные рельефообразующие процессы Прибайкалья и Забайкалья и их антропогенная активизация. — Геоморфология, 1970, № 3.
- Олюнин В.Н.** Существовали ли озера-гиганты в Забайкалье в четвертичное время. — Известия АН СССР, серия геогр., 1973, № 6.
- Олюнин В.Н.** Горы Южной Сибири и Забайкалья. — Морфоструктура. Речные

- долины и озерные котловины. Древняя ледниковая мофоскульптура. Геоморфологическое районирование. — В кн.: Равнины и горы Сибири. М., "Наука", 1975.
- Очиров Ц.О., Цырендоржиев Ц.Ц.** Проблемы изучения глубинного строения земной коры в пределах Бурятии. — Труды Бурят. комплексн. науч.-исслед. ин-та, серия геол., вып. 12. Улан-Удэ, 1963.
- Павлов А.П.** Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. — Известия Геол. ком., 1888, т. 7, № 7, То же: Избр. соч., т. 2, М., 1951а.
- Павлов А.П.** О туркестанском и европейском лёссе. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 1903, № 4, прот. То же: Избр. соч., т. 2, М., 1951б.
- Павловский Е.В.** О следах древнего оледенения в Средневитимской горной стране. — Геол. вестник, 1929, т. 6, № 4—6.
- Павловский Е.В.** Древние долины юга Восточной Сибири и Приамурья и их возможная золотоносность. — Труды НИГРИ-Золото и треста Золоторазведка, т. 8, М., 1938.
- Павловский Е.В.** Впадина оз. Байкал. — Известия АН СССР, серия геол., 1937, вып. 2. То же: Труды XVII Международн. геол. конгресса 1937 г., т. 2, М., 1939.
- Павловский Е.В.** Проблема происхождения впадины оз. Байкал. — Природа, 1941, № 3—4.
- Павловский Е.В.** Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М., Изд-во АН СССР, 1948а (Труды Ин-та геол. наук, вып. 99. Геол. серия № 31).
- Павловский Е.В.** Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. — Известия АН СССР, серия геол., 1948б, № 5.
- Павловский Е.В.** Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. — Известия АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Павловский Е.В., Фролова Н.В.** Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1941, т. 19, вып. 1—2.
- Павловский Е.В., Цветков А.И.** Южная окраина Олекмо-Витимского нагорья. Геолого-петрографический очерк по материалам 1932 г. — Труды Геол. ин-та АН СССР, т. 4, Л., 1934.
- Паллас П.С.** Путешествие по разным провинциям Российского государства. 1772 и 1773 гг. Ч. 3. половина первая. СПб., 1788.
- Пальшин Г.Б.** К вопросу о распространении террас на оз. Байкал. — Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 10. Серия геол. М., 1959.
- Пейве А.В.** Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5.
- Петрушевский Б.А.** О тектонической природе Гималаев. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 1.
- Петрушевский Б.А.** К проблемам геологии Гималаев. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 1.
- Пилипенко П.П.** О делювиальном оледенении Южного Прибайкалья. — Труды Комис. по изуч. четвертич. периода, т. 2, Л., 1932.
- Пиотровский М.В.** Проблемы формирования ледиментов. — В кн.: Проблемы поверхности выравнивания, М., "Наука", 1964.
- Поляков И.С.** О поездке в Восточный Саян. — Отчет Сиб. отд. Русск. геогр. о-ва за 1868 г. СПб., 1869.
- Прасолов Л.И.** Юго-западная часть Забайкальской области. — В кн.: Предварит. отчет об организации и исполнении работ по исслед. почв Аз. России в 1912 г. СПб., 1913.
- Прасолов Л.И.** Южное Забайкалье. Почв.-геогр. очерк. — Л., Изд-во АН СССР, 1927. (Материалы ОКИСАР, вып. 12. Серия Бурят-Монгольская).
- Предбайкалье и Забайкалье. М., "Наука", 1965. (Природные условия и естество, ресурсы СССР).
- Преображенский В.С.** Альпийские и гольцовые явления в природе хребтов Станового нагорья (Кодар и Удокан). — Известия АН СССР, серия геогр., 1959, № 4.
- Преображенский В.С.** Кодарский ледниковый район (Забайкалье). — IX раздел программы МГГ. Гляциология, № 4, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Преображенский П.И.** Вулкан Лопатина. — Геол. вестник, 1915, т. 1, № 6.
- Пресняков Е.А.** Геологический очерк окрестности курорта Молоковка

- близ Читы. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Вост. Сибири, № 3, Иркутск, 1930.
- Пресняков Е.А.** Геодезические аномалии в районе Байкала. — В кн.: Проблемы Бурят-Монг. АССР, т. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Пресняков Е.А.** Палеогеографические условия происхождения Байкала. — Труды Байкал, лимнол. станции АН СССР, т. 10. М.-Л., 1940.
- Пресняков Е.А.** Озера Забайкалья. (Материалы для генетической характеристики). — В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., "Наука", 1964.
- Равский Э.И.** Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., "Наука", 1972.
- Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А. и др.** Антропогенные отложения юга Восточной Сибири. М., "Наука", 1964. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 105).
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Раковец О.А.** Морфоструктура Горного Алтая. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
- Рельеф Земли. (Морфоструктура и морфоскульптура). М., "Наука", 1967.
- Ровинский П.А.** Сообщение о поездке на Тунку и на Оку до Окинско-го караула. — Известия Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1871, т. 2, № 4—5.
- Рябухин Г.Е.** Третичные отложения Прибайкалья и их нефтегазосность. — В кн.: Проблемы Бурят-Монг. АССР, т. 1. М.-Л., 1935.
- Салоп Л.И.** Геология Байкальской горной области. Т. 1 и 2. М., "Недра", 1964, 1967.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., "Наука", 1968.
- Селиванов Е.И.** Неоген-четвертичные озера-гиганты в Забайкалье и Северной Монголии. — Доклады АН СССР, 1967, т. 177, № 1.
- Селиванов Е.И.** Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М., "Недра", 1972.
- Селиверстов Ю.П.** Неотектоника и рельеф юга Сибири. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. 2. Новосибирск, "Наука", 1968.
- Сизиков А.И., Уфимцев Г.Ф.** Гидро-сеть и неотектоника в Забайкалье. — Вестник науч. информации Забайкал. отд. Геогр. об-ва СССР, 1965, № 1.
- Сизых В.И.** О Балягинском поперечном разломе (Западное Забайкалье). — Вестник науч. информации Забайкал. отд. Геогр. об-ва СССР, 1966, № 5.
- Симонов Ю.Г.** Долинные педименты лесной зоны Восточного Забайкалья и их место в анализе рельефа. — Вестник науч. информации Забайкал. филиала Геогр. об-ва СССР, 1966, № 6.
- Симонов Ю.Г.** Озерный морфолито-генез в условиях Забайкалья. — В кн.: Вопросы озерного морфолито-генеза. Чита, 1969.
- Симонов Ю.Г.** Региональный геоморфологический анализ. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972.
- Соллертинский Е.С.** Группа крупных озер Еравнинской системы. (Геогр. очерк). Верхнеудинск, 1929.
- Солоненко В.П.** Землетрясения и вулканы Станового нагорья. — Природа, 1964, № 9.
- Солоненко В.П., Зорин Ю.И.** Несколько замечаний о книге В.В. Ламакина "Неотектоника Байкальской впадины". — Геология и геофизика, 1969, № 9.
- Теннер Д.Д.** О некоторых новейших образованиях Юго-Западного Забайкалья. — Разведка недр, 1936, № 12.
- Тетяев М.М.** К истории Прибайкалья. — Геол. вестник, 1915а, т. 1, № 2.
- Тетяев М.М.** Озеро Байкал в его недавнем прошлом. — Там же, 1915б.
- Тетяев М.М.** Прокровная тектоника Сибири и ее следствия. — Вестник Геол. ком., 1928, т. 3, № 2.
- Тетяев М.М.** Основы геотектоники. — Изд. 2-е. М.-Л., Госгеолиздат, 1941.
- Тетяев М.М., Шейнман Ю.М.** От станции Слюдянки до г. Улан-Удэ. — XVII Междунар. геол. конгресс. Сибирская экскурсия. Восточная Сибирь. Л.-М., 1937.
- Тимофеев Д.А.** Опыт корреляции поверхностей выравнивания земного шара. — Известия АН СССР, серия геогр., 1964, № 3.
- Усов М.А.** Геотектоническая теория саморазвития материи Земли. — Из-

- вестия АН СССР, серия геол., 1940, вып. 1.
- Фадеев П.И.** Пески СССР. Ч. I. Изд-во Моск. ун-та, 1951.
- Флоренсов Н.А.** Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. — Известия АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Флоренсов Н.А.** Геологическое строение Бурят-Монголии. — Материалы по изуч. производ. сил Бурят. Монг. АССР, вып. 1. Улан-Удэ, 1954а.
- Флоренсов Н.А.** Некоторые вопросы тектоники Забайкалья. — Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 1. Серия геол. М., 1954б.
- Флоренсов Н.А.** О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954в.
- Флоренсов Н.А.** О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. — Известия СО АН СССР. Геология и геофизика, 1959а, № 2.
- Флоренсов Н.А.** Отражение молодых движений земной коры в рельефе Восточно-Сибирских нагорий. М., 1959б. (Материалы 2-го геоморфол. совещания).
- Флоренсов Н.А.** Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 19. Серия геол. Иркутск, 1960а.
- Флоренсов Н.А.** Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. — Вопросы сейсмоструктоники Прибайкалья и смежных областей (Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 10.) М., 1960б.
- Флоренсов Н.А.** О молодых тектонических движениях в рельефе восточно-сибирских нагорий. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та (СО АН СССР), вып. 3. Иркутск, 1961.
- Флоренсов Н.А.** К морфологии берегов среднего и северного Байкала. — В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., "Наука", 1964а.
- Флоренсов Н.А.** О некоторых общих понятиях в геоморфологии. — Геология и геофизика, 1964б, № 10.
- Флоренсов Н.А.** Структура и геологическая история впадин байкальского типа. — В кн.: Деформация горных пород и тектоника. М., "Наука", 1964в.
- Флоренсов Н.А.** К проблеме механизмов горообразования во внутренней Азии. — Геотектоника, 1965а, № 4.
- Флоренсов Н.А.** Что такое структурная геоморфология? — Известия АН СССР, серия геогр., 1965б, № 2.
- Флоренсов Н.А.** Некоторые особенности котловин крупных озер южной Сибири и Монголии. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Наука", 1968.
- Флоренсов Н.А., Калинина К.П.** Потухшие вулканы Черского и Домбровского в Восточной Сибири. — Известия Всесоюз. геогр. об-ва, 1955, т. 87, вып. 6.
- Флоренсов Н.А., Кузнецов М.Ф.** К оценке геологических условий гидротехнического строительства в бассейне р. Селенги. — В кн.: Материалы Бурятского регион. совещания Конференции по развитию производ. сил. Вост. Сибири. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд., 1959.
- Флоренсов Н.А., Ларина В.А.** Гусиноозерское месторождение углей. Свердловск — Москва, 1937. (Труды Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 13).
- Флоренсов Н.А., Логачев Н.А.** К проблеме байкальского рифта. — Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3.
- Флоренсов Н.А., Лоскутова Н.В.** Новые данные о тункинских вулканах (Западное Прибайкалье). — Известия АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И.** Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. — Геология и геофизика, 1963, № 10.
- Фролова Н.В.** Геологический очерк средней части Лено-Киренгского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1955. (Очерки по геологии Сибири, вып. 18).
- Фурмарье П.** Проблемы дрейфа континентов. М., "Мир", 1971.
- Хаин В.Е.** О глыбово-волновой (скалчатого-глыбовой) структуре земной коры. — Бюл. Моск. Об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 4.
- Хаин В.Е.** Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. — В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хаин В.Е.** Основные этапы развития земной коры (в пределах современ-

- ных материков). — Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1962, т. 37, вып. 1.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Хаин В.Е.* Возрожденные (эпиплатформенные) пояса и их тектоническая природа. — Сов. геология, 1965, № 7.
- Хаин В.Е.* Проблемы глобальной тектоники о новой глобальной тектонике. — Вестник АН СССР, 1972, № 1.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.
- Хаин В.Е., Милановский Е.Е.* Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. I. Типы мегарельефа материковых массивов. — Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1956, т. 31, вып. 3.
- Хотина Е.Б.* Основные черты неотектоники западного Забайкалья. — Известия Забайкал. филиала Всесоюз. геогр. об-ва, т. 2, вып. 4. Чита, 1966.
- Хромовских В.С.* Сейсмогеология южного Прибайкалья. М., "Наука", 1965.
- Хромовских В.С.* Особенности неотектонического развития южной впадины Байкала и ее горного обрамления. — Геология и геофизика, 1967, № 1.
- Чекановский А.А.* Геологическое исследование в Иркутской губернии, совершенное по поручению Сиб. отд. РГО. — Записки Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 15. Иркутск, 1874.
- Черемсинова Е.А.* Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Черский И.Д.* Еловский отрог как связь между Тункинскими альпами и Саяном. — Известия Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1875, т. 6, № 4.
- Черский И.Д.* Краткий отчет об исследовании течения р. Иркута от Торской котловины до устья в Ангару. — Известия Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1876, т. 7, № 4—5.
- Черский И.Д.* Предварительные отчеты о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкала. — Известия Вост. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1878а, т. 9, № 1—2; 1878б, т. 9, № 5—6; 1880, т. 11, № 1—2; 1881а, т. 12, № 2—3.
- Черский И.Д.* К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири (Системы Лены, Байкала, Иркута, Китоа и Белой). — Известия Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1881б, т. 12, № 4—5.
- Черский И.Д.* Геологическая экскурсия на высокие плоскогорье (система р. Селенги) и берег Байкала между устьями рр. Селенги и Кики. — Известия Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1882, т. 13, № 1—2.
- Черский И.Д.* О тектонике и истории развития горной страны, входящей в состав северо-западной окраины Внутренней Азии. — Труды С.-Петербурга, об-ва естествоиспыт., 1886а, т. 17, вып. 2.
- Черский И.Д.* Отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкала, произведенном по поручению Вост.-Сиб. отд. РГО. — Записки Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 12. Иркутск, 1886б.
- Черский И.Д.* О послетретичных образованиях Сибири. — Труды С.-Петербурга, об-ва естествоиспыт., 1887, т. 18, вып. 1, прот.
- Черский И.Д.* О результатах исследования озера Байкала. — Записки Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. 15, № 3, СПб., 1886; то же: Материалы для геол. России, т. 13, СПб., 1889.
- Чичагов В.П.* К методике изучения поверхности песчаных зерен и ее значение для определения генезиса четвертичных отложений. — В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Чичагов В.П.* Вопросы морфоструктуры Монголо-Охотского пояса. — Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита, 1966.
- Чичагов В.П.* Горы юга Сибири и Забайкалья. Морфоскульптура. — В кн.: Горы и равнины Сибири. М., "Наука", 1975.
- Шанцер Е.В.* Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. — Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М.-Л., 1950.
- Шанцер Е.В.* О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей. — В кн.: Геология россыпей. М., "Наука", 1965а.
- Шанцер Е.В.* Склоновый смык как фактор морфогенеза и литогенеза суши. — В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., "Наука", 1965б.

- Шанцер Е.В.** Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 161. М., "Наука", 1966.
- Шатский Н.С.** Проблема нефтеносности Сибири. — Нефтяное хоз-во, 1932, № 9.
- Шейнманн Ю.М.** Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
- Шейнманн Ю.М.** Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. — Геотектоника, 1970, № 4.
- Шейнманн Ю.М.** Новая глобальная тектоника и действительность. Статья I. — Булл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 5.
- Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др.** Тектоника и вулканизм юга западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Шульц С.С.** Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948. (Записки Всесоюз. геогр. об-ва. Новая серия, т. 3).
- Щербакова Е.М.** Новая находка винтовой антилопы на территории СССР. — Материалы по палеогеографии, вып. 1. Изд-во Моск. ун-та, 1954а.
- Щербакова Е.М.** О возрасте и развитии Восточного Саяна. Там же, 1954б.
- Яншин А.Л.** Принцип актуализма и проблемы эволюции геологических процессов. — В кн.: Пути и методы познания закономерностей развития Земли. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Яценко А.А.** Древние долины Северо-Восточного Прибайкалья. — Учен. записки Моск. гор. пед. ин-та, т. 21, вып. 3, М., 1953.
- Яценко А.А.** Наблюдения над террасами некоторых рек Байкальской горной страны. — Известия АН СССР, серия геогр., 1956, № 6.
- Яценко А.А.** К вопросу о синхронизации и возрастной датировке террас речных систем Байкальского нагорья. Учен. записки Моск. пед. ин-та, т. 120. География, вып. 3. М., 1958а.
- Яценко А.А.** Некоторые данные о строении террас в системах рек Витима и Верхней Ангары. Там же, 1958б.
- Beaumont Eli de** Über vulkanische u. metallische Ausströmungen. Gangstudien, oder Beiträge zur Kenntniss der Erzgänge, H. 4, Hrag v. B. Cotta, 1852.
- Bordet P., Colchen M., Remy M.** Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkola. Paris, 1971.
- Bostrom R.C.** Westward displacement of the lithosphere. — Nature, 1971, vol. 234, N 5331.
- Buch Leopold.** Gesammelte Schriften. Bd. 3. Berlin, 1877.
- Bucher W.** Deformation of the earth's crust. London, 1933.
- Cloos H.** Hebung, Spaltung, Vulkanismus. — Geol. Rundschau, 1939, Bd. 30, H. 4A.
- Davis W.M.** A journey across Turkestan. — In: Explorations in Turkestan. Washington, Carnegie inst., 1905.
- Heiskanen W.A., Vening-Meinesz F.A.** The Earth and its gravity field. New York — London, 1959.
- Huntington E.** A geologic and physiographic reconnaissance in central Turkestan. — In: Explorations in Turkestan. Washington, Carnegie inst., 1905.
- Isaacs B., Oliver J., Sykes L.** Seismology and the new global tectonics. — Journal of geophys. research, 1968, vol. 73, N 18.
- Kane M.F.** Rotational inertia of continents: a proposed link between polar wandering and plate tectonics. — Science, 1972, vol. 175, N 4028.
- Morgan W.J.** Rises, trenches, great faults and crustal blocks. — Journal of geophys. research, 1968, vol. 73, N 6.
- Le Pichon X.** Sea-floor spreading and continental drift. Journal of geophys. research, 1968, vol. 73, N 12.
- Suess E.** Das Antlitz der Erde. Bd. 1, 1883; Bd. 111, Hälfte 1, 1901.
- Vening-Meinesz F.A.** Le Graben Africains: resultat de compression ou de tension dans la crout terrestre. — Bull. Inst. roy. colonial Belge, t. 21, 1950.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Происхождение и развитие морфоструктур	7
Представления о генезисе возрожденных гор	—
Геологическое строение и роль пликативных и дизъюнктивных нарушений в формировании морфоструктур	15
Строение земной коры по геофизическим данным	17
Значение пластических и разрывных нарушений в формировании морфоструктур	21
Вулканическая морфоструктура	26
Тункинские и джидинские вулканы	29
Еравнинские и витимские вулканогенные образования	37
Вулканы Станового нагорья	43
Генезис и облик морфоструктур	48
Байкальский тип морфоструктур	51
Забайкальский тип морфоструктур	57
История развития морфоструктур и поверхности выравнивания	58
Морфоструктурное районирование,	65
Байкальская рифтовая подзона	67
Забайкалье	76
Морфоскульптуры и типы рельефа	80
Происхождение кайнозойских осадочных обломочных отложений	85
Генезис кайнозойских отложений и их современные аналоги	—
Условия осадконакопления и представления о генезисе песчаных отложений	86
Происхождение современных песчаных и супесчаных отложений	94
Осадконакопление в горах забайкальского типа	124
Мелкообломочные отложения бассейна Уды	—
Пески и супеси долин Селенги, Хилка и Чикоя	131
Отложения района дельты Селенги	140
Мелкообломочные отложения Байкальской рифтовой подзоны	150
Куйтуны и предполагаемая ингрессия Байкала в Баргузинское межгорное понижение	—
Песчаные отложения и "озерный период" Тункинского межгорного понижения	165
Развитие гидрографической сети	178
Речная сеть	—
Значение тектоники и экзогенных процессов в формировании долин	179
Перестройка речной сети Забайкалья	184
Перестройка речной сети в Прибайкалье и Становом нагорье	198

Древние и современные озера	211
Происхождение озерных ванн	—
"Озерный период"	219
Озера Байкальского станового нагорья	223
Плейстоцен-голоценовые озера Забайкалья	229
Заключение	244
Литература	261

Владимир Николаевич Олюнин

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РЕЛЬЕФА ВОЗРОЖДЕННЫХ ГОР

Утверждено к печати Институтом географии АН СССР

Редактор издательства *Л.Г. Васютинская*. Художественный редактор *И.К. Капралова*
Технический редактор *И.В. Голубева*

Подписано к печати 17.02.78 г. Т — 00237. Усл.печ.л. 17,3+1,3 вкл. Уч.-изд.л. 22,1
Формат 60 x 90 1/16 Бумага офсетная № 1. Тираж 900 экз. Тип. зак. 57. Цена 3р.50к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука, 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 50 к.

2370